

2º CICLO DE ESTUDOS

MESTRADO EM SISTEMAS DE INFORMAÇÃO GEOGRÁFICA E ORDENAMENTO DO TERRITÓRIO

Veículos Aéreos não Tripulados, Modelos Digitais de Elevação e modelação da instabilidade em taludes de terraços agrícolas: aplicação de Modelos Matemáticos de Base Física (SHALSTAB) no Alto Douro Vinhateiro (Quinta de S. Luiz)

Bruno Alberto Felizardo Fonseca

M

2016



Bruno Alberto Felizardo Fonseca

**Veículos Aéreos não Tripulados, Modelos Digitais de Elevação
e modelação da instabilidade em taludes de terraços agrícolas:
aplicação de Modelos Matemáticos de Base Física (SHALSTAB)
no Alto Douro Vinhateiro (Quinta de S. Luiz)**

Dissertação realizada no âmbito do Mestrado em SISTEMAS DE INFORMAÇÃO
GEOGRÁFICA E ORDENAMENTO DO TERRITÓRIO orientada pelo(a) Professor(a)
Doutor(a) CARLOS VALDIR DE MENESES BATEIRA

Faculdade de Letras da Universidade do Porto

Setembro de 2016

Veículos Aéreos não Tripulados, Modelos Digitais de
Elevação e modelação da instabilidade em taludes de
terraços agrícolas: aplicação de Modelos Matemáticos de
Base Física (SHALSTAB) no Alto Douro Vinhateiro
(Quinta de S. Luiz)

Bruno Alberto Felizardo Fonseca

Dissertação realizada no âmbito do Mestrado em SISTEMAS DE INFORMAÇÃO
GEOGRÁFICA E ORDENAMENTO DO TERRITÓRIO orientada pelo(a) Professor(a)
Doutor(a) CARLOS VALDIR DE MENESES BATEIRA

Membros do Júri

Professora Doutora Laura Maria Pinheiro de Machado Soares
Faculdade de Letras - Universidade do Porto

Professor Doutor Carlos Valdir de Meneses Bateira
Faculdade de Letras - Universidade do Porto

Doutora Mónica Sofia Moreira Santos

Classificação obtida: 18 valores

Aos meus pais, por me proporcionarem a realização deste sonho.

ÍNDICE GERAL

AGRADECIMENTOS.....	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
ÍNDICE DE ILUSTRAÇÕES	x
ÍNDICE DE TABELAS	xii
ACRÓNIMOS E SÍMBOLOS.....	xiii
INTRODUÇÃO	1
CAPITULO I - ENQUADRAMENTO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	3
1. A Região Demarcada do Douro (RDD).....	3
2. Quinta de São Luíz	4
3. Bacia Hidrográfica em estudo	6
CAPITULO II - ENQUADRAMENTO CONCEPTUAL.....	8
1. Detecção Remota e Aerofotogrametria	8
1.1 VANT, ferramenta de Detecção Remota.....	11
2. Modelos Digitais de Elevação (MDE)	14
3. Modelo Conceptual na avaliação da instabilidade de vertentes	17
3.1 Conceito de Risco	17
3.2 Conceito de Movimentos de Vertente	19
3.3 Classificação dos Movimentos de Vertente.....	20
3.4 Tipos de Movimentos de Vertente.....	22
3.5 Fatores desencadeantes e condicionantes dos Movimentos de Vertente	28
3.6 Estabilidade e rutura de vertentes	30
4. Métodos de Avaliação da Suscetibilidade a Movimentos de Vertente.....	33
4.1 Modelo Matemático de Base Física – SHALSTAB	34
4.1.1 Modelo de Estabilidade	35
4.1.2 Modelo Hidrológico.....	36
4.1.3 Combinação dos Modelos.....	39
4.2 Método de validação do Modelo de Suscetibilidade	41
CAPITULO III – AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DE DADOS	42
1.1 <i>Structure from Motion (SfM)</i> como método de construção de MDE.....	44
1.2 Fluxo de trabalho do Software.....	51

1.3 Correção dos Modelos	56
CAPITULO IV - METODOLOGIAS PARA A INVESTIGAÇÃO.....	60
1. Inventário	61
2. Análise Morfométrica da Área Experimental	64
3. Processamento dos Parâmetros de Suscetibilidade.....	70
3.1 Fatores Topográficos	70
3.1.1 Declive.....	70
3.1.2 Áreas de Contribuição.....	74
3.2 Parâmetros Geofísicos.....	79
3.2.1 Peso específico do Solo	79
3.2.2 Condutividade Hidráulica.....	80
3.2.3 Espessura do Solo.....	81
3.2.4 Ângulo de Atrito Interno	81
3.2.5 Coesão do Solo	82
CAPITULO V – MODELAÇÃO DA SUSCETIBILIDADE, VALIDAÇÃO E DISCUSSÃO DE RESULTADOS.....	83
1. Simulação de Suscetibilidade – Modelo SHALSTAB	84
1.1 Modelação A (Resolução espacial de 0.20m).....	84
1.2 Modelação B (Resolução espacial de 0.40m)	85
1.3 Modelação C (Resolução espacial de 1m).....	86
1.4 Modelação D (Resolução espacial de 5m).....	87
1.5 Modelação E (Modelo de Estabilidade 0.20m/ Modelo Hidrológico 1m).....	89
1.6 Modelação F (Modelo de Estabilidade 0.40m/ Modelo Hidrológico 1m).....	90
2. Validação das Modelações de Suscetibilidade.....	91
3. Comparação das Modelações de Suscetibilidade	93
CONCLUSÃO.....	97
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	100
ANEXOS.....	114

AGRADECIMENTOS

Gostaria de apresentar o meu sincero reconhecimento e gratidão a todas as pessoas e instituições que de forma direta ou indireta, contribuíram para a realização da presente dissertação.

Ao Professor Doutor Carlos Bateira, pela enorme capacidade de transmissão de conhecimentos, apoio e orientação incansável. A sua disponibilidade, fornecimento de todos os materiais e condições para a realização de trabalho de campo, fortaleceram todas as etapas de trabalho.

Acrescento ainda que o seu enorme interesse pela temática do Risco, foi parte responsável pela enorme motivação com que encarei a problemática de um tema no qual, de forma sincera, admito nunca me ter despertado especial destaque, dentro da área da Geografia e dos SIG.

Ao Mestre António Costa e Mestre Joana Fernandes, pela bibliografia cedida e pelo enorme apoio no encontro de soluções no decorrer das diferentes etapas do processo prático. A precisão obtida na correção dos modelos, tratamento e recolha de dados de campo e ensinamentos imprescindíveis do *software* SAGA GIS são a eles devidos.

Ao André Oliveira e Cláudia Costa, um especial obrigado pelo carinho e amizade demonstrados nas jornadas de levantamentos de campo.

À Professora Doutora Laura Soares, pelas palavras de motivação e boa disposição, que a todos contagia.

À Associação para o Desenvolvimento da Viticultura Duriense (ADVID), em especial ao Engenheiro Márcio Nóbrega, da Quinta de S. Luiz, pela boa vontade demonstrada ao permitir livre acesso à área de estudo.

Aos amigos Diogo Vieira e André Carreto pela amizade, incentivo e momentos de descontração também estes, necessariamente coadjuvados ao processo.

Ao professor Ricardo Baptista, pela simpatia, preocupação, troca de experiências e conhecimento ao longo de todo o processo.

Por fim, aos meus pais, elementos fulcrais na minha vida, por todo o esforço a que se submetem dia após dia, para me proporcionar oportunidades como esta. A vocês e a Raquel Pinto ficarei sempre agradecido, pelo amor e paciência demonstrados ao longo de toda esta etapa da minha vida.

RESUMO

Palavras-chave: Aerofotogrametria; MDEs; VANT; SHALSTAB; Suscetibilidade; Terraços Agrícolas.

O presente trabalho pretende estudar os processos de escoamento subsuperficial e de instabilidade de taludes na Quinta de São Luíz, Região Demarcada do Douro (RDD).

A principal abordagem temática consiste na utilização de quatro Modelos Digitais de Elevação (MDE) provenientes de diferentes metodologias de Detecção Remota. Estes modelos foram alvo de comparação de resultados por forma a demonstrar quais os que melhor se ajustam na definição dos processos de instabilidade de taludes em patamares agrícolas. Os modelos utilizam dados de diferentes resoluções espaciais (5m, 1m, 0.4m e 0.2m).

Os dois modelos de maior resolução foram obtidos a partir de VANT, posteriormente processados no *Software Agisoft PhotoScan* implementando a técnica *Structure-from-Motion*. Foram utilizadas técnicas de fotointerpretação conjuntamente com o levantamento no local de pontos GPS de elevada precisão, de forma a corrigir os dados altimétricos referentes à vegetação. Os modelos de menor resolução foram obtidos através de aeronave, segundo fotografia aérea digital convencional, processados no mesmo *Software*.

A construção da morfometria referente à área de estudo foi realizada com recurso à *toolbox* do *Software ArcGIS®*, ferramenta: *Arc Hydro Tools*, em cada MDE, utilizando o algoritmo Deterministic 8 (D8) (O'Callaghan & Mark, 1984).

A modelação das áreas de suscetibilidade utilizou o modelo SHALSTAB. Para a modelação neste *Software* foram introduzidos parâmetros hidrológicos e físicos do solo obtidos através da recolha em experiências de campo e bibliografia consultada. A coesão foi calculada por retro análise com recurso ao fator de segurança (Sharma, 2002).

Procedeu-se à validação estatística de seis modelações, com recurso a tabelas de contingência. A resolução dos MDEs apresentam resultados distintos na morfometria, modelo hidrológico (calculado pelo algoritmo *Multiple Flow Direction* - MD8 (Quinn [et al.], 1991)) e modelo de estabilidade utilizados para as modelações de suscetibilidade.

De acordo com as seis modelações realizadas, concluímos que a modelação E e F apresentam maior RVP (Rácio de Verdadeiros Positivos) tendo a modelação F melhores resultados para o valor de RFP (Rácio de Falsos Positivos). É plausível admitir que as

modelações D, E e F podem ser utilizadas, para a Quinta de São Luíz, de acordo com os objetivos, áreas e tipo de intervenção a realizar.

ABSTRACT

Keywords: Aerial Photography; DEMs; UAV; SHALSTAB; Susceptibility; Agricultural Terraces.

This paper aims to study subsurface flow processes and slope instability at São Luiz Estate, situated in Alto Douro Wine Region.

The main thematic approach consists in the use of four Digital Elevation Models (DEMs) retrieved by applying different Remote Sensing methodologies. Models results were compared in order to assess the better susceptibility modeling of slope instability processes in agricultural terraces. Models use data from different spatial resolutions (5m, 1m, 0.4m and 0.2m).

The two models with higher resolution were obtained from UAV collected data, being subsequently processed in Agisoft PhotoScan software, implementing Structure-from-Motion technique. Photo-interpretation techniques coupled with collected high-precision GPS points were used to correct both models altimetric data, due to misleading elevation values attributed to the presence of vegetation.

Models with coarser spatial resolution were from conventional digital aerial photography (acquired by aircraft), processed in the same software.

The construction of morphometry for the study area was carried out by using the ArcGIS® toolbox Arc Hydro Tools for each DEM, applying Deterministic 8 (D8) algorithm (O’Callaghan & Mark, 1984).

SHALSTAB model was used for modelling susceptibility areas. To do so hydrological and physical parameters, obtained from fieldwork experiences and bibliography on the thematic, were used as input. Cohesion was calculated by retro analysis using the safety factor (Sharma, 2002).

Statistical validation of six models using contingency tables was performed. The resolution of DEMs presents different results for morphometry, hydrologic model (calculated by the Multiple Flow Direction algorithm - MD8 (Quinn [et al.], 1991)) and stability model, all used in susceptibility models.

For the six susceptibility models, we conclude that E and F modeling have higher TPR (True Positive Rate), with F presenting better results for FPR (False Positive Rate). However, it is plausible to assume that D, E and F modeling can be used for São Luiz estate, according to the objectives, areas and type of intervention to be carried out.

ÍNDICE DE ILUSTRAÇÕES

<i>Figura 1 – Enquadramento geográfico da Quinta de São Luiz, Região Demarcada do Douro...</i>	4
<i>Figura 2 – Enquadramento Geológico da Quinta de São Luiz e Bacia Hidrográfica, Região Demarcada do Douro.</i>	5
<i>Figura 3 – Enquadramento geográfico, Hipsometria e Declives da bacia hidrográfica em estudo. Criada a partir do MDE de resolução 0.20m.</i>	6
<i>Figura 4 – Uso do Solo da bacia hidrográfica em estudo.</i>	7
<i>Figura 5 - Os principais marcos na História da deteção remota.</i>	9
<i>Figura 6 - pesquisa da palavra-chave “unmanned aerial vehicle” a partir do Web of Knowledge (Thomson Reuters 2016).</i>	12
<i>Figura 7 - Alguns exemplos de VANT.</i>	12
<i>Figura 8 - Distinção gráfica entre MDT e MDS.</i>	15
<i>Figura 9 - Tarefas associadas à modelação do MDE.</i>	16
<i>Figura 10 - Esquema conceptual do risco.</i>	19
<i>Figura 11 - Escala de velocidades para os movimentos de vertente.</i>	20
<i>Figura 12 – Esquemas dos movimentos de vertente de Cruden e Varnes (1996)</i>	27
<i>Figura 13 – Fatores desencadeantes e condicionantes dos movimentos de vertente</i>	28
<i>Figura 14 – Esquema de tensões que atuam numa superfície de rotura potencial..</i>	31
<i>Figura 15 - Esquema de determinação da espessura do solo (z).</i>	33
<i>Figura 16 - Elementos topográficos do modelo hidrológico</i>	36
<i>Figura 17 – Gráfico representativo das classes de estabilidade do SHALSTAB.</i>	40
<i>Figura 18- Matriz de contingência e seus acrónimos.</i>	41
<i>Figura 19 – Modelo de VANT utilizado: DJI com câmara integrada FC300X.</i>	43
<i>Figura 20 - A técnica SfM exige o input de múltiplas fotografias sobrepostas para a reconstrução tridimensional</i>	45
<i>Figura 21 - Comparação LiDAR e SfM.</i>	46
<i>Figura 22 - Etapas do SfM + MVS.</i>	47
<i>Figura 23 - Deteção e correspondência de pontos comum, realizado em programas incorporando o algoritmo ASIFT.</i>	48
<i>Figura 24 – Representação esquemática do ajuste de imagens em conjunto (Bundle Adjustment).</i>	49
<i>Figura 25 – Ortofotomapa tridimensional da área de estudo. Vista oblíqua e de topo.</i>	51

<i>Figura 26 – Exemplos de imagens descartadas do processamento. A – erro da camara na captura. B- a fogueira influência a representação do pixel das áreas envolventes.</i>	<i>52</i>
<i>Figura 27 – Workflow do programa Agisoft Photoscan</i>	<i>54</i>
<i>Figura 28 – Exemplos da disposição de Pontos de Controlo no campo.....</i>	<i>55</i>
<i>Figura 29 – Levantamento GPS ao nível do solo nas áreas com vegetação.</i>	<i>56</i>
<i>Figura 30 – Modelação da bacia hidrográfica (pré e pós correção dos modelos) e respetiva direção do escoamento: detalhe em áreas com vegetação.</i>	<i>59</i>
<i>Figura 31 - Fluxo de Trabalho adotado.</i>	<i>60</i>
<i>Figura 32 - Exemplos de processos de instabilidade levantados no inventário. Fonte: Projeto CloudMapper.</i>	<i>62</i>
<i>Figura 33 - Inventário de movimentos de vertente. Fonte do inventário</i>	<i>63</i>
<i>Figura 34- Workflow para a delimitação de bacias hidrográficas utilizando a ferramenta Arc Hydro Tools, Software ArcGIS®.....</i>	<i>64</i>
<i>Figura 35 –Morfometria da Bacia Hidrográfica na perspetiva dos diferentes modelos e suas resoluções espaciais.....</i>	<i>66</i>
<i>Figura 36 - Representação dos mapas de declives para cada modelo utilizado.</i>	<i>73</i>
<i>Figura 37 - Representação dos mapas referente às áreas de contribuição para cada modelo utilizado. A – MDE 0.20m de resolução; B- MDE 0.40m; C- MDE 1m; D- MDE 5m.</i>	<i>78</i>
<i>Figura 38 – Modelação de Suscetibilidade com Modelo A (Resolução espacial de 0.20m), realizado através da modelação SHALSTAB.....</i>	<i>85</i>
<i>Figura 39 - Modelação de Suscetibilidade com Modelo B (Resolução espacial de 0.40m), realizado através da modelação SHALSTAB.....</i>	<i>86</i>
<i>Figura 40 - Modelação de Suscetibilidade com Modelo C (Resolução espacial de 1m), realizado através da modelação SHALSTAB.....</i>	<i>87</i>
<i>Figura 41 - Modelação de Suscetibilidade com Modelo D (Resolução espacial de 5m), realizado através da modelação SHALSTAB.....</i>	<i>88</i>
<i>Figura 42 - Modelação de Suscetibilidade “E” (utilizou modelo de estabilidade com 0.20m de resolução, e modelo hidrológico de 1m), realizado através da modelação SHALSTAB.</i>	<i>90</i>
<i>Figura 43 - Modelação de Suscetibilidade “F” (utilizou modelo de estabilidade com 0.40m de resolução, e modelo hidrológico de 1m), realizado através da modelação SHALSTAB.</i>	<i>91</i>

ÍNDICE DE TABELAS

<i>Tabela 1 - Abrangência dos termos movimentos de vertente, movimentos de terreno e movimentos de massa.</i>	21
<i>Tabela 2 - Classificação dos movimentos de vertente.</i>	22
<i>Tabela 3 - Classificação de deslizamentos.</i>	24
<i>Tabela 4 - Classes de estabilidade e saturação obtidas através da combinação dos modelos.</i> .	40
<i>Tabela 5 - Análise areal da Bacia hidrográfica produzida para cada modelo.</i>	69
<i>Tabela 6 - Análise linear da rede hidrográfica produzida para cada modelo.</i>	69
<i>Tabela 7 - Expressão das áreas de contribuição por classe e registo do número de deslizamentos ocorridos por classe das áreas de contribuição. MDEs A, B, C e D.</i>	77
<i>Tabela 8 - Parâmetros Geofísicos utilizados na modelação SHALSTAB (SAGA GIS®).</i>	82
<i>Tabela 9 – Resultados obtidos da validação do modelo SHALSTAB, para as 6 Modelações apresentadas.</i>	96

ACRÓNIMOS E SÍMBOLOS

2D - Bidimensional
3D - Tridimensional
a - Área de contribuição
ACC - Acurácia ou fiabilidade
ADV - Alto Douro Vinhateiro
ASIFT - Affine-SIFT
 c/c' - Coesão do solo/coesão efetiva
 D_{∞} - Algoritmo D-Infinity
D8 - Algoritmo Deterministic 8
dLSAM - Slope Instability Model
ETRS - European Terrestrial Reference System
EXIF - Exchangeable image file format
 e/z – Espessura do solo/espessura do solo instável
F1 - Rácio da precisão de Verdadeiros Positivos
FN - falsos negativos
FP - falsos positivos
FPV - First Person View
FS - Fator de Segurança
g - Força gravitacional
GCP - Ponto de Controlo no Solo
GPS - Global Positioning System
h - altura da coluna de água acima do plano de rutura
i - Gradiente hidráulico
IR - Infravermelho
KPa - Quilopascal
Ksat – Condutividade hidráulica saturada
LAS - Log ASCII Standard
LiDAR - Light Detection And Ranging
LISA - Level I Stability Analysis
MD8 - Algoritmo Multiple Flow Direction

MDE - Modelo Digital de Elevação

MDS - Modelo Digital de Superfície

MDT - Modelo Digital de Terreno

MP - Megapixel

MPa - Megapascal

MVS - Multi-view Stereo

ps - Peso específico do solo

pw - Densidade da água ou peso específico da água

PPV - Precisão ou potencial de deslizamento

Q/Qc - precipitação/ precipitação critica

RDD - Região Demarcada do Douro

RFP - Rácio de Falsos Positivos

ROA - Remotely Operated Aircraft

RPV- Remotely Piloted Vehicle

RVP - Rácio de Verdadeiros Positivos

S - Área de secção transversal saturada

S/t - Resistência ao cisalhamento

sen - Seno

SfM - Structure-from-motion

SHALSTAB - Shallow Landslide Stability Analysis

SIFT - Scale Invariant Feature

SIG - Sistemas de Informação Geográfica

SINMAP - Stability Index MAPping

SURF - Speeded-Up Robust Features

τ - Tensão ao cisalhamento

T -Forças motoras

TIN - Triangulated Irregular Network

TRIGRS - Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope Stability

UAV - Unmanned Aerial Vehicle

UNESCO - Organização das Nações Unidas para a Educação, a Ciência e a Cultura

UVS - Unmanned Vehicle Systems

v - velocidade

VANT - Veículo Aéreo Não Tripulado

VN - verdadeiros negativos

VP - verdadeiros positivos

Y_{sub} - peso volumétrico do solo submerso

Y_{sat} - peso volumétrico do solo saturado

z - Espessura do solo

ZCI - Zona Centro Ibérica

y' - Peso volumétrico natural do solo

y'_{sat} - Peso volumétrico do solo saturado

μ - Pressão intersticial

Φ/ Φ' - Ângulo de atrito interno/ângulo de atrito interno efetivo

σ/ σ' - Tensão normal total /tensão normal efetiva

β - Declive

θ - seno do angulo da vertente

INTRODUÇÃO

Nos últimos anos, estudos e projetos acerca dos movimentos de vertente enquanto processos de instabilidade geomorfológica, tem vindo a assumir especial importância em Portugal (Zêzere, J., 1997; Bateira, C., 2001; Teixeira, M., 2012; Faria, A., 2014; Oliveira, A., 2014; Martins, C., 2015).

A Região Demarcada do Douro (RDD) caracteriza-se por um regime de precipitações próprio, aliado à topografia acidentada, onde a forte ocupação antrópica infere profundos impactos na transformação do território. É da construção de patamares agrícolas com declives acentuados (necessários na rentabilização de áreas para produção vinhateira), que surgem grande parte dos processos de instabilidade geomorfológica observados. A destruição e deslizamento de taludes de terra são uma realidade e como tal, resultam em graves e sistemáticos prejuízos.

O presente trabalho pretende o estudo da modelação de instabilidade e processos de escoamento subsuperficial de taludes em patamares agrícolas. O objetivo central passa pela produção de cartografia de risco, através de métodos de cartografia indireta por forma a avaliar a suscetibilidade a deslizamentos translacionais numa bacia hidrográfica localizada na Quinta de São Luiz. A utilidade deste trabalho pode ser perfeitamente adaptada na prevenção e/ou diminuição de impactos das ocorrências supracitadas, por parte dos proprietários de áreas de cultivo vinhateiro.

Os objetivos específicos deste trabalho abrangem:

- Recolha e tratamento dos dados de base para a investigação: Inventário de campo, dos deslizamentos inseridos na área experimental e parâmetros físicos do solo;
- Construção e correção de Modelos Digitais de Elevação, a diferentes resoluções espaciais (0.20, 0.40, 1 e 5 metros);
- Apresentação e análise dos parâmetros de suscetibilidade utilizados;

- Simulação da suscetibilidade tendo por base o modelo matemático de base física SHALSTAB, que recorre aos MDE construídos, combinando os módulos hidrológico e de estabilidade com os parâmetros físicos observados;
- Avaliação e comparação das modelações de suscetibilidade através de validação, utilizando tabelas de contingência (Kohavi & Provost, 1998).

Relatando acerca da estrutura do trabalho, a dissertação divide-se em 5 capítulos.

O primeiro capítulo descreve o enquadramento geográfico, morfo-estrutural e a ocupação do solo da área de estudo, Quinta de S. Luíz.

O segundo capítulo remete-nos para o enquadramento concetual necessário ao perfeito entendimento da temática estudada. São abordados conceitos de Detecção Remota, Modelos Digitais de Elevação e ferramentas utilizadas para a sua construção. Apreende-se ainda o enquadramento técnico acerca da temática dos movimentos de vertente no que respeita a sua definição, tipologia e seus fatores determinantes.

No mesmo capítulo são ainda discutidos conceitos de estabilidade de vertentes e metodologias para avaliação e validação da suscetibilidade, concentrando especial foco no modelo matemático de base física, SHALSTAB.

O terceiro capítulo apresenta a metodologia para a aquisição e processamento de dados fotogramétricos utilizados para a construção dos MDEs. Adicionalmente, são descritas as etapas referentes à correção dos mesmos.

O quarto capítulo descreve os materiais e métodos recolhidos para a dissertação designadamente: o inventário de deslizamentos realizado no terreno; a construção e análise morfométrica da área experimental e parâmetros de suscetibilidade utilizados (fatores topográficos e parametrização geofísica).

O último capítulo comporta a análise e discussão dos resultados obtidos através das metodologias utilizadas. São apresentadas e validadas 6 modelações de suscetibilidade, resultantes dos MDEs modelados no SHALSTAB. Por fim, é realizada a análise comparativa das modelações, por forma a compreender as que alcançam maior capacidade preditiva.

CAPITULO I - ENQUADRAMENTO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

1. A Região Demarcada do Douro (RDD)

Desde 1756 que a Região Demarcada do Douro, é considerada a primeira região delimitada de vinhos do mundo.

Como referido no documento do *World Heritage Committee* (p.3) o Alto Douro Vinhateiro (ADV) apresenta uma paisagem cultural única que combina (...) “*work of man and nature, the result of a centuries-old process of adapting specific viticultural and winemaking techniques and acumen to a poor soil endowed with a singular potential to produce the world-famous, exceptional quality wines that bear the “Porto” and “Douro” Appellations of Origin. It is a living cultural landscape in constant evolution, an exceptional example of an ancient tradition of the working of the land and, simultaneously, of a living civilisation that revolves around the making of quality wines under extremely difficult environmental conditions*”¹.

A região que se estabelece geograficamente ao longo do troço médio do vale do rio Douro e parte de alguns dos seus afluentes das duas margens, define-se desde Barqueiros no concelho de Mesão Frio até Mazouco, no concelho de Freixo de Espada à Cinta ao longo de 100Km tendo por base um conjunto de formações geológicas genericamente designadas por complexo xisto-grauváquico pré-câmbrico (Ribeiro J., 2000).

Atualmente esta região vitivinícola compreende cerca de 250.000 hectares dos quais cerca de 45.000 estão plantados com vinha. Divide-se em três sub-regiões com características climáticas, biológicas e geomorfológicas diferenciadas: Baixo Corgo, Cima Corgo e Douro Superior.

¹ In: *Nomination of Alto Douro Wine Region for the World Heritage List*. Disponível em:
<http://whc.unesco.org/uploads/nominations/1046.pdf>. Acedido em 06/03/2016.

2. Quinta de São Luíz

Este trabalho tem como área experimental uma bacia hidrográfica localizada numa das quintas mais representativas da Região Demarcada do Douro (RDD), a Quinta de São Luíz (figura 1), localizada na freguesia de Adorigo, concelho de Tabuaço, distrito de Viseu.

Enquadrada na sub-região do Cima Corgo, junto à margem esquerda do Rio Douro a quinta abrange uma área de 125 hectares, sendo que 90 são destinados exclusivamente a plantio vitivinícola.

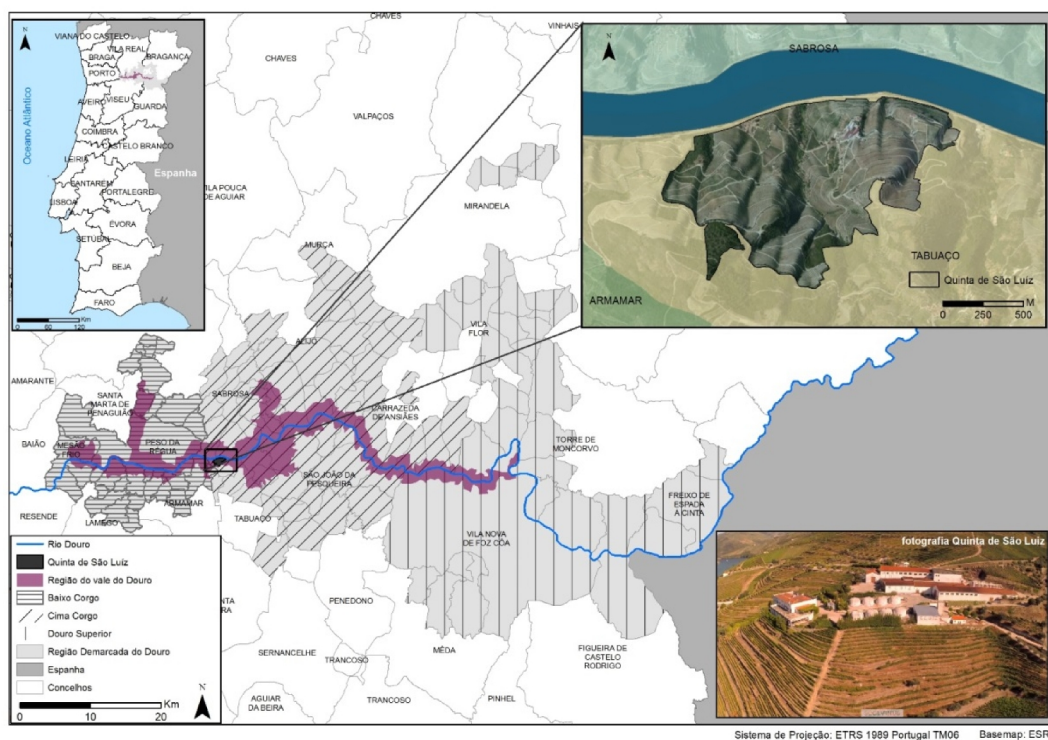


Figura 1 – Enquadramento geográfico da Quinta de São Luíz, Região Demarcada do Douro.

No contexto morfoestrutural, a Região Demarcada do Douro enquadra-se na Zona Centro Ibérica (ZCI). Os limites da quinta em estudo apresentam como substrato litológico dominante as formações metassedimentares de Bateiras, Ervedosa do Douro e de Rio Pinhão (Sousa & Sequeira, 1989) (Figura 2).

A tectónica presente na Quinta de São Luiz assim como da área de toda a RDD é marcada pela tectónica tardi-hercínica determinando de forma clara a estrutura e morfologia desta área.

Estas características morfoestruturais associam-se a níveis de precipitação reduzidos. Segundo Daveau (1977), o clima desta área é acentuado pela sua posição geográfica. Com efeito, a presença dos Maciços do Alvão-Marão e Montemuro a Ocidente e o forte encaixe da rede hidrográfica do Rio Douro, criam uma barreira às massas de ar Atlânticas, proporcionando condições exclusivas para a existência de um “microclima”, dando condições privilegiadas para a produção vitivinícola de vinhos de elevado teor alcoólico, de exemplo o famoso Vinho do Porto (Pedrosa [et al.], 2004).

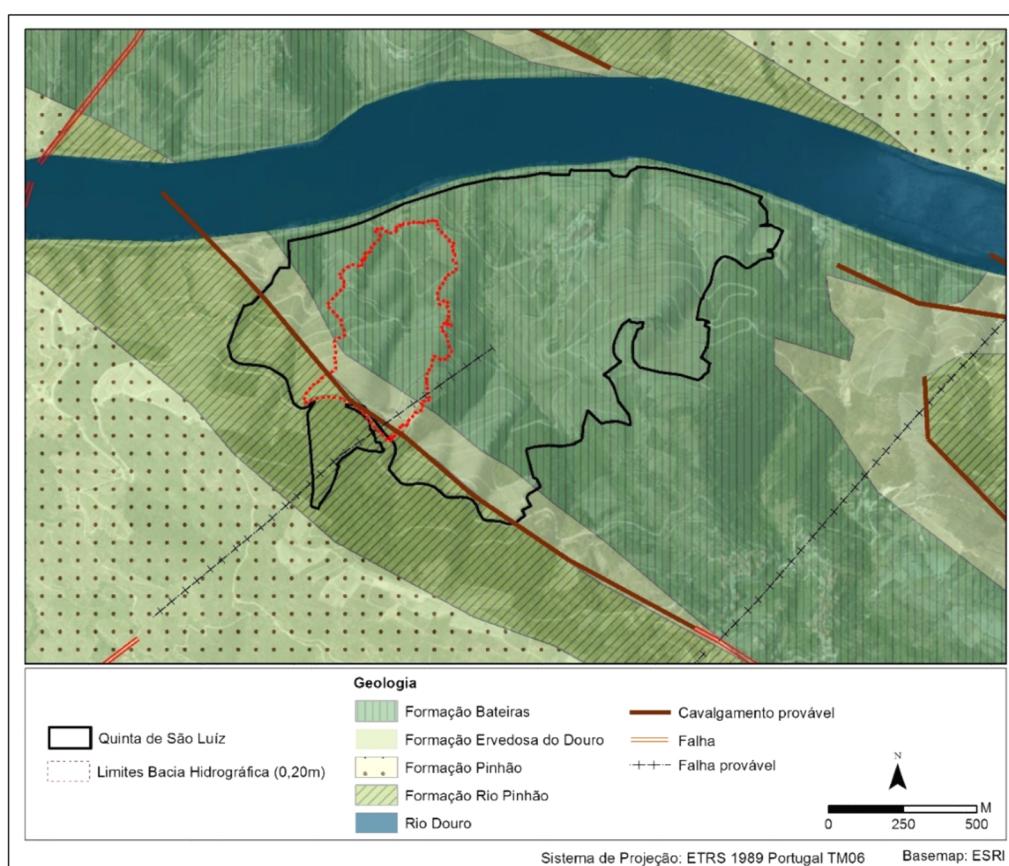


Figura 2 – Enquadramento Geológico da Quinta de São Luiz e Bacia Hidrográfica, Região Demarcada do Douro.

3. Bacia Hidrográfica em estudo

A área experimental em estudo, incluída, dentro dos limites da Quinta de São Luiz, representa uma área de cerca de 21 hectares. Contempla uma altitude que varia entre os 80m e os 320m. A intervenção antrópica é a grande responsável pela modificação das vertentes. A armação do terreno em patamares predomina na área de estudo sendo visíveis declives acentuados, fruto da transformação do terreno para a instalação de vinhas. É de auferir que a representação da dimensão espacial referente à área piloto e por sua vez da bacia hidrográfica que esta delimita, é variável de acordo com a informação cartográfica utilizada na sua modelação. Uma vez utilizadas fontes de informação com distintas resoluções espaciais (Modelos Digitais de Elevação), serão evidentes diferenças na representação cartográfica da área.

A figura 3 remete-nos para o enquadramento do local, onde representa a bacia hidrográfica construída segundo o Modelo Digital de Elevação de maior resolução (0,20m).

No que concerne o uso do solo da área de estudo analisada é evidenciada uma grande representatividade de vinha, representando 86,8% (cerca de 18,5ha) da dimensão da bacia hidrográfica.

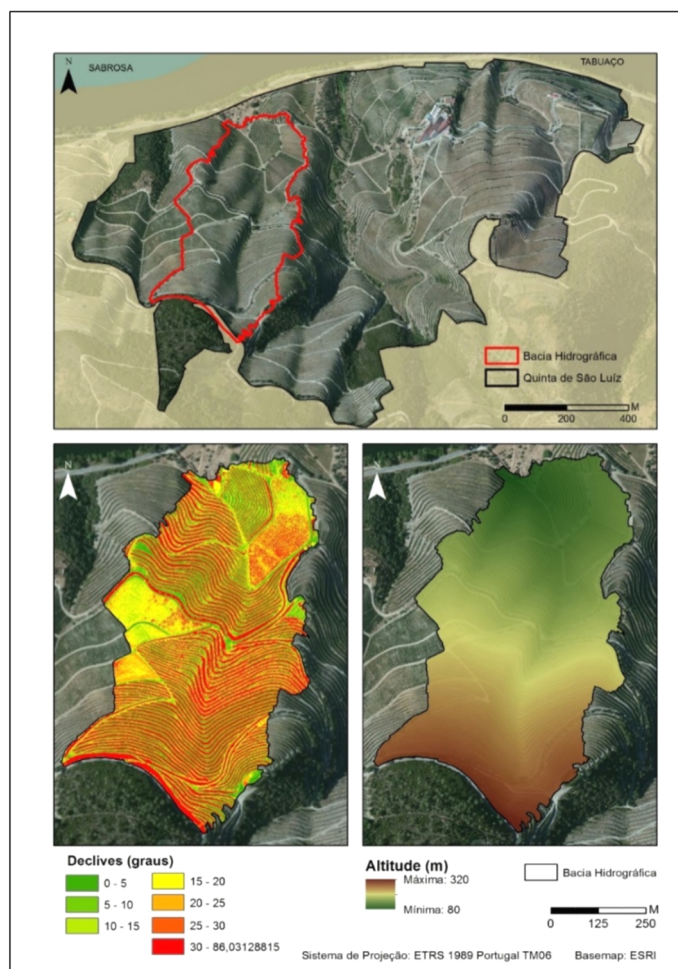


Figura 3 – Enquadramento geográfico, Hipsometria e Declives da bacia hidrográfica em estudo. Criada a partir do MDE de resolução 0.20m.

São visíveis na área experimental, diferentes formas de armação do terreno: 70,6% da área (cerca de 15ha) representa vinha em patamares com taludes de terra.

A mais recente técnica da vinha ao alto representa 16,2% da área (3,5ha). Segundo Seixas [*et al.*], 2006, esta última forma de armação de terreno surge a partir dos anos 80 do século XX, segundo a linha preferencialmente de maior declive. Na área em estudo, este tipo de armação é utilizado em encostas com declives na ordem dos 15 – 30 graus segundo linhas perpendiculares às curvas de nível, separadas pelos caminhos de acesso.

Os restantes usos do solo são identificados de forma esporádica, exercendo pouca influência no panorama da bacia analisada. As áreas florestais e de ocupação arbustiva acompanham de forma geral os rebordos de caminhos de acesso (11,5% da área total representando cerca de 2,5ha), seguindo-se a representatividade de áreas artificializadas (0,9%) ocupadas por estruturas devolutas bem como por áreas de olival (0,8%). De acrescentar que a cartografia aqui apresentada sobre o uso do solo foi elaborada através da vectorização manual segundo a técnica de fotointerpretação considerando o conhecimento sobre o terreno através das saídas de campo para elaboração do inventário dos movimentos de vertente (figura 4).

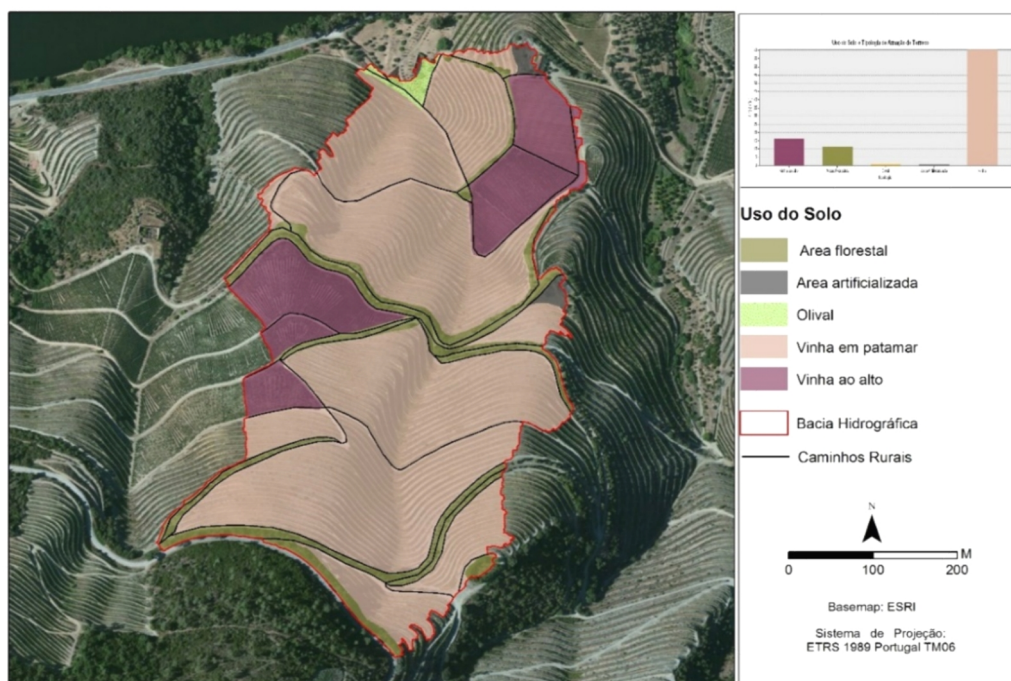


Figura 4 – Uso do Solo da bacia hidrográfica em estudo.

CAPITULO II - ENQUADRAMENTO CONCEPTUAL

1. Detecção Remota e Aerofotogrametria

Nas últimas décadas, as novas técnicas de detecção remota obtiveram um aumento exponencial, promovendo assim um grande desenvolvimento na abordagem de novas metodologias para a análise da superfície terrestre (Tarolli, P. [et al.], 2009).

Segundo Casaca J. [et al.] (2000) o termo “detecção remota” foi introduzido na década de 60 pelos geógrafos do US *Office of Naval Research* como designação dos métodos para recolha da informação geográfica, isto é, da informação referente a fenómenos distribuídos espacialmente pela superfície da Terra, por medição e interpretação de imagens (fotográficas e numéricas) obtidas a partir da energia eletromagnética por ela emitida e refletida.

Dentro das técnicas de abordagem da detecção remota, a fotogrametria é considerada uma das mais comuns, versátil e económica.

A fotografia aérea surge na sequência do nascimento do conceito da fotografia em 1839 aquando da apresentação pública dos processos pioneiros de Nicephore Niepce, William Talbot e Louis Daguerre. No ano seguinte, já o uso da fotografia era utilizada para levantamento topográfico, aplicabilidade esta, recomendada pelo Geodesta Arago, da Academia de Ciências Francesa (Lillesand, T.M. [et al.], 2008).

A primeira fotografia aérea com objetivo de produção de cartografia topográfica foi levada a cabo com sucesso com a construção da primeira câmara, pelo Coronel Aimé Laussedat em 1849. Ao mesmo tempo, mas de forma separada, o fotógrafo parisiense Gaspard-félix Tournachon obtém as suas primeiras fotografias aéreas a 80 metros do solo sobre o Vale da Baviera, perto de Paris, utilizando um balão de ar quente (Hannavy, J., 2013).

Até ao desenvolvimento dos aviões em 1903, foi utilizada a fotogrametria terrestre em levantamento topográfico nas regiões morfologicamente difíceis de alcançar (áreas montanhosas), como por exemplo, a fronteira entre os Estados Unidos da América e o Canadá (Casaca J. [et al.], 2000). Mais tarde, em 1913 surge a primeira cobertura aérea com finalidades cartográficas tendo sido massificados desde esta época os processos de aquisição de fotografia aérea (onde mais de um milhão de fotografias foram recolhidas)

com o decorrer da primeira guerra mundial, em atividades de reconhecimento (Lillesand, T.M. [et al.], 2008). Entre 1929 e 1939 (figura 5) a depressão económica após a primeira guerra mundial gera inúmeras crises ambientais levando os governos a explorar a fotografia aérea em diferentes áreas para fins civis (agricultura, florestas, geologia) (Campbell, J.B. & Wynne, R.H., 2011).

No período entre as duas grandes guerras, a cartografia por fotogrametria aérea atingiu o ponto de produção industrial sofrendo importantes desenvolvimentos, tendo sido também por esta altura definidos os fundamentos da fotogrametria analítica por autores como Sebastian Finsterwalder. O enorme desenvolvimento dos meios de cálculo verificados desde a segunda guerra mundial veio proporcionar um ambiente favorável à generalização dos métodos e técnicas analíticas em fotogrametria (Casaca J. [et al.], 2000).

Milestones in the History of Remote Sensing	
1800	Discovery of infrared by Sir William Herschel
1839	Beginning of practice of photography
1847	Infrared spectrum shown by A. H. L. Fizeau and J. B. L. Foucault to share properties with visible light
1850–1860	Photography from balloons
1873	Theory of electromagnetic energy developed by James Clerk Maxwell
1909	Photography from airplanes
1914–1918	World War I: aerial reconnaissance
1920–1930	Development and initial applications of aerial photography and photogrammetry
1929–1939	Economic depression generates environmental crises that lead to governmental applications of aerial photography
1930–1940	Development of radars in Germany, United States, and United Kingdom
1939–1945	World War II: applications of nonvisible portions of electromagnetic spectrum; training of persons in acquisition and interpretation of airphotos
1950–1960	Military research and development
1956	Colwell's research on plant disease detection with infrared photography
1960–1970	First use of term <i>remote sensing</i> TIROS weather satellite Skylab remote sensing observations from space
1972	Launch of Landsat 1
1970–1980	Rapid advances in digital image processing
1980–1990	Landsat 4: new generation of Landsat sensors
1986	SPOT French Earth observation satellite
1980s	Development of hyperspectral sensors
1990s	Global remote sensing systems, lidars

Figura 5 - Os principais marcos na História da deteção remota (Campbell, J.B. and Wynne, R.H., 2011, p. 7).

Foi a partir de então que surgiu o termo “fotogrametria” como sendo a disciplina que se ocupa da medição, análise e interpretação de “fotogramas” com vista à classificação e determinação da posição e dimensões “reais” dos objetos neles representados (Casaca J. [et al.], 2000).

O avanço na instrumentação e nas técnicas de fotogrametria tem continuado a um ritmo elevado, tornando esta num método cada vez mais preciso e eficiente para a compilação de mapas e geração de informação cartográfica (Wolf, P. [et al.], 2013).

A fotogrametria clássica veio dar lugar à fotogrametria digital com o desenvolvimento da informática, nas suas componentes de *hardware* e *software*. Este método foi inicialmente desenvolvido por John Sharp em 1965 sob coordenação da empresa do ramo da computação, IBM. Após um maior avanço na construção de estruturas computacionais mais rápidas, surgem em 1988 as primeiras estações de trabalho fotogramétricas digitais, apresentadas no Congresso de Kyoto (Konecny, G., 2014).

Em adição às capacidades oferecidas pela fotogrametria analítica, estas *workstations* tornaram-se um marco importante no desenvolvimento do que é hoje a fotogrametria e as suas capacidades para modelação topográfica tridimensional. Permitiram a construção de processos automáticos de triangulação, derivação de Modelos Digitais de Elevação (MDE) por meio de correspondência de imagens, novas técnicas de visualização e análise espaciais e ainda a integração dos SIG (Sistemas de Informação Geográfica) (Konecny, G., 2014).

1.1 VANT, ferramenta de Detecção Remota

Apesar de registos históricos anteriores, o conceito próximo do atual do VANT (Veículo Aéreo Não Tripulado) ou UAV (*Unmanned Aerial Vehicle*) surgiu com a construção da primeira aeronave não tripulada, em 1916, durante a primeira guerra mundial (Dalamagkidis, K., 2014). Originalmente o propósito desta ferramenta era a utilização para fins militares no reconhecimento do terreno e transporte de armamento. A primeira aplicação dos VANT nas Geociências surge em 1979 com a utilização de uma asa por Przybilla e Wester-Ebbinghaus (M. Uysal [*et al.*], 2015).

Um VANT é definido como todo o veículo aéreo motorizado, reutilizável e sem a ocupação física de um piloto no seu interior. Este é controlado remotamente de forma manual, automática ou semiautomática sendo capaz de desempenhar tarefas específicas dependendo do propósito da sua utilização (Blyenburgh P.1999).

O termo UAV é frequentemente utilizado nas Ciências Computacionais, na Robótica, na Inteligência Artificial, assim como na Fotogrametria e Detecção Remota (Eisenbeiß, H., 2009) contudo existem outras denominações como *Remotely Piloted Vehicle* (RPV), *Remotely Operated Aircraft* (ROA), *Unmanned Vehicle Systems* (UVS) (Remondino [*et al.*], 2011) ou o mais comum, “*drone*”.

Atualmente a sua aplicabilidade estende aos mais variados ramos, podendo ser encontrada em diversa literatura científica: agricultura de precisão (Berni [*et al.*], 2009; Gini [*et al.*], 2012), florestas (Restas, 2006; Grenzdörffer [*et al.*], 2008), manutenção de infraestruturas (Pagnano [*et al.*], 2013), arqueologia (Lambers [*et al.*], 2007), ambiente (Thamm & Judex, 2006), hidrografia (Ludwig [*et al.*], 2003, Templeton [*et al.*], 2014), reconstrução tridimensional (Wang & Li, 2007; Remondino [*et al.*], 2011).

O exponencial crescimento na última década em pesquisas científicas envolvendo os VANTS refletem-se na figura 6, obtida a partir da pesquisa da palavra-chave “*unmanned aerial vehicle*” a partir do Web of Knowledge (Thomson Reuters 2016).



Figura 6 - pesquisa da palavra-chave “unmanned aerial vehicle” a partir do Web of Knowledge
(Thomson Reuters 2016).

Os VANT fornecem assim uma nova plataforma para a aquisição remota, com grande capacidade para mapear com grande pormenor, resolução e sobreposição possibilitando a captação de fotografias aéreas verticais, componentes planimétricos e altimétricos para a construção cartográfica. São encontrados diversos equipamentos no mercado, com diferentes características, preços e objetivos/funcionalidades (figura 7).



Figura 7 - Alguns exemplos de VANT (adaptado de G. Verhoeven [et al.], 2013, p.34).

Apresentam como primeira vantagem a de preencher a lacuna de escala entre as observações no terreno (grande escala) e as realizadas por observações aéreas a grande altitude ou até mesmo via satélite (pequena escala) (Lucieer, A. [et al.], 2014). Estes são capazes de alcançar áreas remotas de difícil acesso e ambientes de grande perigosidade (incêndios, vulcões e desastres). São ainda nomeadas vantagens desta ferramenta como: baixo custo de *hardware*, grande capacidade de automatização da recolha de dados em campo (computação e criação prévia de percursos a realizar para as áreas de estudo

através da criação de *waypoints*²), baixo custo na operabilidade (apenas necessita de um único operador).

Existe ainda maior facilidade na observação “*in situ*” dos resultados obtidos de forma a agilizar uma repetição para a obtenção de fotografias corrigidas, o que diminui os custos de todo o processo (Gonçalves, J. & Henriques R., 2015). Os VANT possibilitam a captura de imagens através da possível implementação de múltiplos sensores (com a inclusão desde câmaras de vídeo, térmicas, *IR* (Infravermelho), *LiDAR*, ou uma combinação entre eles (Eisenbeiß, H., 2009) de acordo com os objetivos do seu utilizador. As suas desvantagens repercutem-se no facto de apenas poder ser utilizado em condições meteorológicas favoráveis, diminuindo a sua performance na presença de nevoeiros (diminuindo o sinal GPS do equipamento) e ventos consideráveis (dificultando a operabilidade).

O limite da distância de comunicação destas aeronaves é uma limitação que apesar do constante desenvolvimento, através por exemplo da implementação de sistemas FPV (*First Person View*) obriga a realização do voo na linha de observação (*line-of-sight*) do utilizador (Eisenbeiß, H., 2009). A comunicação rádio e da telemetria³ vai depender também da distância entre a Estação de Controlo e o VANT reduzindo assim a distância da operabilidade entre o mecanismo e o utilizador.

Atualmente em Portugal, os VANT encontram-se em fase de implementação legal sendo já vários os países em que estes sistemas já se encontram regulamentados (caso da Alemanha, Suécia, França, Espanha e Reino Unido) (Miranda, M., 2014). Por questões de segurança, vários organismos internacionais procuram regulamentar a integração desta ferramenta, no espaço aéreo e ainda a categorização dos diferentes UAVs do mercado, de forma a adaptar a adequada legislação mediante os usos, os locais a utilizar e as características destes equipamentos.

² Designa-se por Waypoint, um determinado ponto no globo terrestre, precisamente definido por coordenadas geográficas através de sistema GPS. São usados como referência de direção para o VANT. Quando utilizados como um conjunto, definem um “caminho” tornando o voo do equipamento num processo totalmente autónomo, uma vez que este irá percorrer o trajeto predefinido podendo por exemplo ser previamente computado o local de descolagem e de aterragem do VANT. Fonte: <https://pt.wikipedia.org/wiki/Waypoint>

³ Telemetria é um sistema tecnológico de monitorização, utilizado para comandar, medir ou rastrear um mecanismo a distância, através de comunicação sem fios (sinais de rádio ou satélite). <http://www.significados.com.br/telemetria/>. Consultado em 13 de Abril de 2016.

2. Modelos Digitais de Elevação (MDE)

Os Modelos Digitais de Elevação são genericamente definidos como toda a representação, de informação numérica ou digital, no que diz respeito à elevação de qualquer local da superfície terrestre.

Hatzopoulos, J. (2008) refere-se a estes modelos como um conjunto de pontos com a posição planimétrica e elevação conhecidas (pontos hipsométricos ou de elevação), que com o uso de uma função matemática (modelo matemático) compõem de forma fiável uma superfície.

Diferentes autores divergem na conotação dos modelos, uma vez que existem várias denominações tais como: Modelo Digital de Elevação (MDE), Modelo Digital de Terreno (MDT) e Modelo Digital de Superfície (MDS) (Lopes, M. 2015).

Segundo Maune, D.F. [*et al.*] (2001), o termo MDE é o mais genérico para dados digitais topográficos ou batimétricos nas suas mais variadas formas. Quando um MDE considera apenas as elevações do terreno sem vegetação ou estruturas artificiais denomina-se por MDT. O MDS varia das demais denominações apresentadas pelo facto de descrever a elevação do topo da superfície (refletida) de edifícios, árvores, torres, e outras infraestruturas que estejam elevadas acima da terra nua (diferenças visuais observadas na figura 8) (Maune, D.F. [*et al.*], 2001).

Considerados entre as mais importantes ferramentas de informação espaciais, estes modelos possibilitam efetuar diversas operações desde cálculo de volumes, mapas de declividade, exposição de vertentes, curvas de nível, direção de fluxos (Ouédraogo, M. [*et al.*], 2014) entre as demais funcionalidades, fundamentais na realização de planeamento, ordenamento, elaboração e implantação de projetos (Falcão, I.O., 2012).

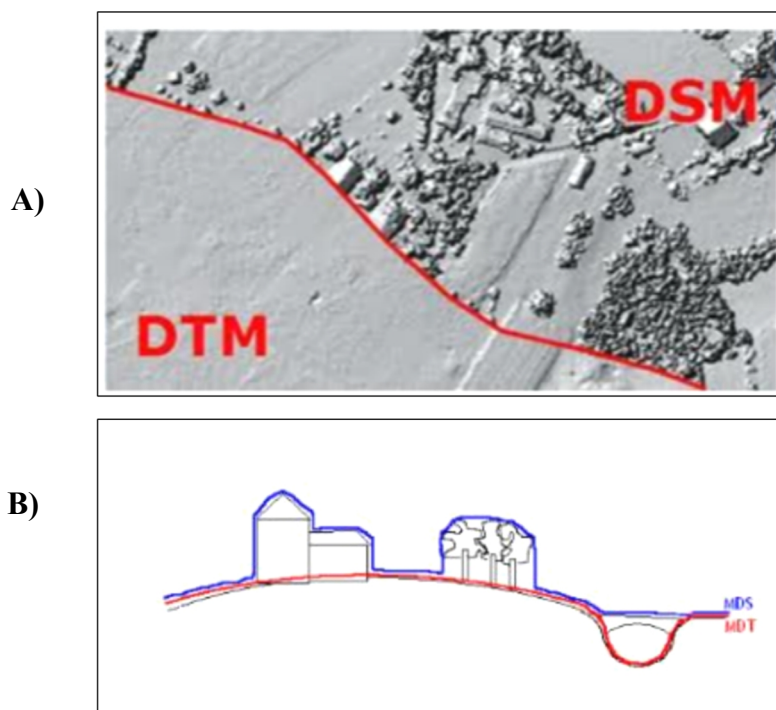


Figura 8 - Distinção gráfica
entre MDT e MDS. A)
[https://prezi.com/asfwfmp993d
r/mdt-mde-mds/](https://prezi.com/asfwfmp993dr/mdt-mde-mds/)
B) Redweik, P., 2012.

Desde a sua construção à sua aplicabilidade, os MDEs conglobam diferentes etapas e tarefas (figura 9). Considerada como etapa fundamental está a aquisição de dados, onde é efetuada a análise de erros da fonte de informação (Hutchinson, M.F. & Gallant, J.C., 1999). É importante considerar que os erros são inevitáveis visto os MDEs representarem visões simplificadas da realidade, submetidas a um processo de generalização. Apesar dos parâmetros modelados serem inerentemente imprecisos, a sua representação pode realizar-se com grande grau de exatidão, dependendo do método de coleta de dados (Felicísimo, 1994). As potencialidades dos modelos são apenas úteis e válidas de acordo com a maior ou menor magnitude dos erros do modelo original.

Segundo Nelson [*et al.*], (2009), a informação para a geração de Modelos Digitais de Elevação é obtida através de três fontes principais: levantamentos de campo (Peucker [*et al.*], 1978; Niewinski, 2004); mapas topográficos preexistentes (digitalização cartográfica) (Gooch [*et al.*], 1999; Henry [*et al.*], 2002; Fabris & Pesci, 2005; Hladik & Alber, 2012) e através da deteção remota (Huising & Gomes Pereira, 1998; Wehr & Lohr, 1999; Eisenbeiss & Zhang, 2006; Guarnieri [*et al.*], 2009; Höhle, 2009). São exemplos

os métodos como: radar, sonar e LiDAR (Weibel, R. & Heller, M., 1991). A aplicação dos modelos está relacionada com a sua resolução espacial horizontal e vertical, o que determina a escala e área para a qual deverão ser utilizados.

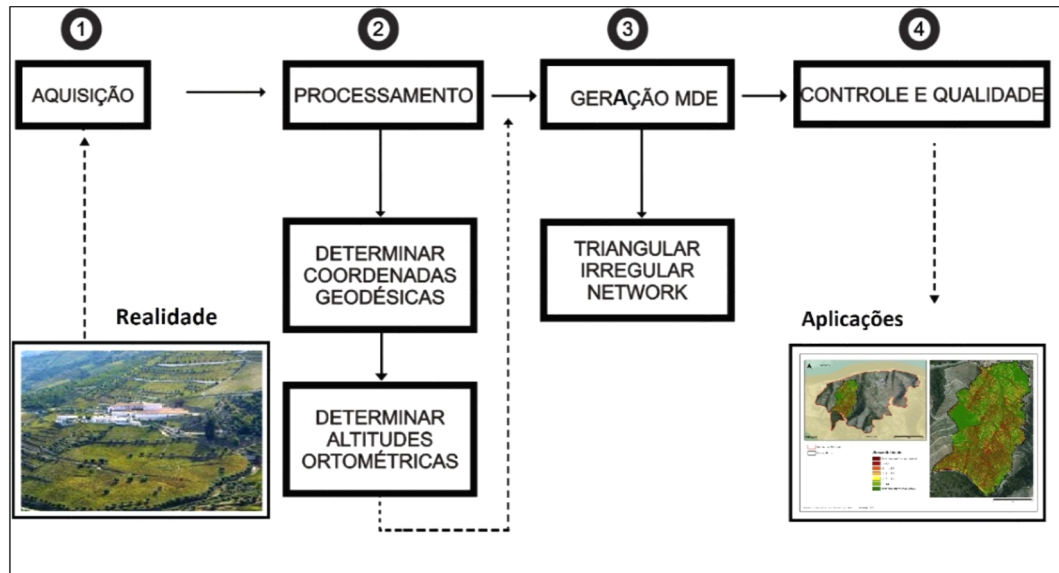


Figura 9 - Tarefas associadas à modelação do MDE (adaptado de Santos, A. [et al.], 2015).

3. Modelo Conceptual na avaliação da instabilidade de vertentes

A ocorrência de movimentos de vertente numa região apresenta-se como um indicativo importante para a análise da probabilidade de ocorrência de novos eventos independentemente do espaço temporal previsto para o seu desencadeamento.

Segundo Bateira [*et al.*] (2011), os movimentos de vertente na RDD mais frequentes são os deslizamentos, os fluxos e os movimentos complexos.

3.1 Conceito de Risco

Para melhor entendimento das bases conceptuais acerca de movimentos de vertente é necessária a abordagem conceptual da temática associada ao conceito de risco. Os riscos naturais contemplam um “*vasto conjunto de conceitos que devem ser tidos em atenção antes, durante e após a ocorrência dos movimentos de vertente*” (Teixeira, M., 2005, p.96).

De acordo com Bonnard (1984) e Jones (1992) (in Zêzere, J., 1997), em áreas suscetíveis a manifestações de instabilidade, é necessário o conhecimento detalhado do seu funcionamento e a avaliação das suas consequências potenciais, de modo a mitigar os prejuízos, por recolocação das populações e atividades económicas, implementação de medidas de estabilização e uma correta gestão do território, no que respeita às implementações humanas futuras.

O risco associado aos movimentos de vertente é muitas vezes subestimado por diversos fatores entre os quais a ignorância generalizada acerca da natureza, significado e causas destes movimentos aliados à frequente atribuição a outros fatores de desencadeamento (Jones, 1992; Schuster, 1996 in Zêzere, J., 1997). Dentro dos fatores de desencadeamento podemos referir a precipitação, a erosão marinha, a atividade sísmica, vulcânica e ação antrópica (Furtado, A., 2014).

Em análise ao esquema conceptual (figura 10) adaptado de Zêzere, J., 1997, reparamos que para uma explicação conceptual do termo Risco (*risk*) é inevitável compreender que o termo é resultante de todo um conjunto de conceitos e processos que

o explicam e caracterizam. A **Perigosidade** (*hazard*) do território é determinada pela suscetibilidade da ocorrência de qualquer fenómeno de risco potencial em consonância com a probabilidade de ocorrência de um fenómeno potencialmente destruidor em determinado espaço (Varnes, D., 1984). A Perigosidade está dependente da magnitude dos processos e ações de perigo, sejam elas de causas naturais ou antrópicas.

A **Suscetibilidade** consiste na “probabilidade espacial de ocorrência de um determinado fenómeno numa dada área com base nos fatores condicionantes do terreno, independentemente do seu período de ocorrência” (Zêzere, 2005, pp. 81).

A **Vulnerabilidade** do território (*vulnerability*) corresponde ao grau de perda dos elementos expostos ao risco, quer existam de forma individualizada ou em conjunto, e da magnitude de como serão afetados face à manifestação de instabilidade (Zêzere, J., 1997). Associado aos elementos expostos, encontra-se o valor patrimonial passível de ser contabilizado no caso de afetarem elementos estruturais e funcionais. É clara a impossibilidade de avaliar desta forma vidas humanas e de grande dificuldade a avaliação de património cultural e paisagístico.

Assim, podemos afirmar que o conceito de risco é o produto da Perigosidade pela Vulnerabilidade (Carrara [*et al.*], 1987a; Einstein, 1988; Panizza, 1990 in Zêzere, J., 1997) multiplicado pelos elementos em risco representado pela seguinte fórmula:

$$\text{Risco} = \text{“Perigosidade”} \times \text{“Vulnerabilidade”} \times \text{“Elementos de Risco”}$$

O **Risco** é definido pela quantificação da probabilidade de ocorrência de um fenómeno natural e das perdas potenciais que possam surgir da sua ocorrência.

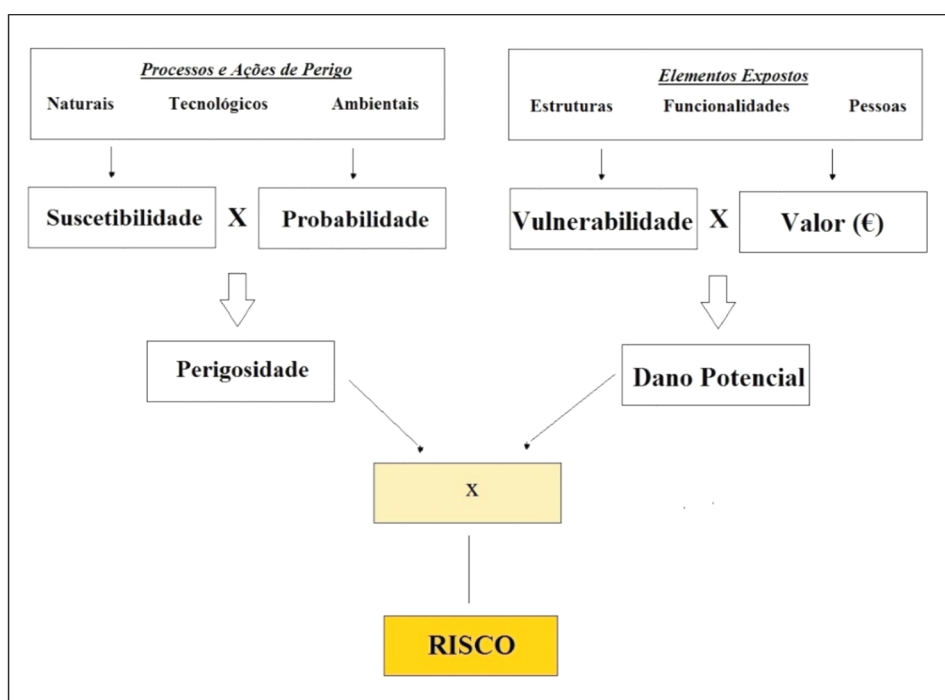


Figura 10 - Esquema conceptual do risco (adaptado de Zêzere, J., 1997).

3.2 Conceito de Movimentos de Vertente

Podemos descrever os movimentos de vertente como sendo o conjunto de movimentações que ocorrem ao longo de uma vertente envolvendo a deslocação de materiais (Teixeira, M., 2005).

Cruden, autor de referência no que concerne os movimentos de vertente, refere-se ao termo como “*movimentos de descida, numa vertente, de uma massa de rocha, terra ou detritos*” (Cruden, D. M., 1991, p. 27) em que o centro de gravidade do material afetado progride para jusante e para o exterior (WP/WLI, 1993).

De acordo com Bertoni e Lombardi Neto (1999), a vertente é a superfície mais instável do relevo, sendo representada pelo seu declive e comprimento, elementos que exercem uma grande influência sobre os processos de erosão.

Bateira, C., (2001), p.380, faz referência às vertentes como as “*áreas com maiores declives, o que as torna mais suscetíveis ao desenvolvimento de movimentos de vertente*”, visto o fator de gravidade se apresentar como uma componente essencial.

3.3 Classificação dos Movimentos de Vertente

Os movimentos de vertente apresentam diferentes morfologias e mecanismos, sendo por isso difícil a sua classificação genérica devido aos vários tipos de ocorrência de movimentos de terreno cujas interações dependem de uma variedade de critérios.

Durante as últimas décadas têm sido reformuladas diferentes classificações por diferentes autores, por forma a chegar a um consentimento quanto as nomenclaturas utilizadas.

Segundo Zêzere (1997), a tipologia de movimentos de vertente atualmente aceite como a mais correta é proposta por Dikau, R., [et. al.] (1996), baseada nas classificações de Varnes (1978) e WP/WLI⁴ (1993). Varnes (1978) baseou a sua classificação com base em dois critérios principais: a tipologia do movimento e o tipo de material deslocado. O presente trabalho segue as classificações propostas por estes autores.

Classe de velocidade	Descrição	Velocidade (mm/seg)	Velocidade típica
7	Extrem.rápido	5×10^3	5 m/seg
6	Muito rápido	5×10^1	3 m/min
5	Rápido	5×10^{-1}	1.8 m/hor
4	Moderado	5×10^{-3}	13 m/mês
3	Lento	5×10^{-5}	1.6 m/ano
2	Muito lento	5×10^{-7}	16 mm/ano
1	Extrem.lento		

Figura 11 - Escala de velocidades para os movimentos de vertente (adaptado de Cruden e Varnes, 1996 in Zêzere, 2005).

⁴ A *Working Party on World Landslide Inventory* (WP-WLI) foi um grupo de trabalho da UNESCO que envolveu a Comissão de *Landslides and other Mass Movements* da Associação Internacional de Engenharia Geológica, a Sociedade Internacional de Mecânica de Rochas e o Comité Técnico de Movimentos de Vertente da Sociedade Internacional de Mecânica de Solos e Engenharia de Fundações, num trabalho de uniformização da terminologia internacional utilizada no estudo dos movimentos de vertente (WP-WLI, 1993a, 1993b in Pereira, S., 2009).

Os movimentos de vertente independentemente do tipo de movimento podem ser associados a uma escala de velocidades, apresentada por Cruden & Varnes (1996) na figura 11.

Importa referir que os movimentos de vertentes podem ser classificados de acordo com a sua profundidade. São considerados superficiais quando são inferiores a 1,5m; pouco profundos quando atingem entre 1,5 e 5m de profundidade; profundos entre 5 e 20m de profundidade e muito profundos assim que excedem os 20m de profundidade (Zêzere, 2005).

De acordo com Pereira, S., (2009, p.97) e em análise a tabela 1 proposta por Zêzere (1997), **os movimentos de vertente** “*apenas abrangem os casos de desabamento, balançamento, deslizamento, expansão lateral, escoada ou fluxo e movimentos complexos*”. Segundo Zêzere (1997), o quadro procura sistematizar os graus de abrangência mais frequentes para as diferentes terminologias de movimentos.

Termo	Abrangência
Movimentos de Vertente (landslides)	Desabamento Balançamento Deslizamento Expansão Lateral Escoada Movimentos Complexos
Movimentos de Terreno	Movimentos de Vertente Subsidência (abatimentos; assentamentos) Expansão-retração em solos argilosos
Movimentos de Massa	Movimentos de Terreno Movimentos associados ao gelo e à neve

Tabela 1 - Abrangência dos termos movimentos de vertente, movimentos de terreno e movimentos de massa, proposto por Zêzere (1997, p.44).

Para Flageollet (Flageollet, 1989 in Zêzere, 2005, p.37), os **movimentos de terreno** “*englobam todas as formas de deslocação que se podem verificar (abatimentos, desabamentos, deslizamentos, escoadas, etc.) e todos os materiais passíveis de serem deslocados*”. Assim, os movimentos de terreno englobam, além dos movimentos de vertente, as deslocações com dominante vertical (abatimentos e assentamentos) e os movimentos associados à expansão-retração de solos argilosos (Pereira, S., 2009).

Hutchinson (Hutchinson, 1968 in Zêzere, 2005, p.38) define o termo **movimento de massa** como sendo: “*todos os movimentos afetados pela gravidade, com a exclusão daqueles onde o material é mobilizado por um agente de transporte, como o gelo, neve, água ou ar, designados por transporte em massa*”.

3.4 Tipos de Movimentos de Vertente

A tabela 2 apresenta a classificação dos tipos de movimento de vertente de acordo com a classificação europeia da UNESCO *Working Party on World Landslide Inventory* (WP/WLI, 1993; Cruden e Varnes, 1996 in Zêzere, 1997). Cada tipo de movimento de vertente tem características específicas pelo que serão descritos sucintamente segundo esta classificação.

Tipo de mecanismo			Tipo de material		
			Substrato rochoso	Solos	
				Predominantemente grosseiros	Predominantemente finos
Desabamento/Queda (<i>fall</i>)			rochoso	de detritos	de solo
Balançamento (<i>topple</i>)			rochoso	de detritos	de solo
Deslizamento (<i>slide</i>)	Rotacional	Poucas unidades	rotacional rochoso	rotacional em detritos	rotacional em solo
	Translacional	Muitas unidades	translacional rochoso	translacional de detritos	translacional de solo
Expansão lateral (<i>lateral spread</i>)			de rocha	de detritos	de solo
Escoada/fluxo (<i>flow</i>)			de rocha	de detritos	de solo
			Reptação (<i>creep</i>)		
Movimentos complexos (<i>complex</i>)			Combinação mínima de dois mecanismos principais		

Tabela 2 - Classificação dos movimentos de vertente (adaptado de Varnes, 1978 e Dikau et al., 1996).

a) Desabamento

Um desabamento (*fall*) é definido como “*a deslocação de solo ou rocha a partir de um abrupto, ao longo de uma superfície onde os movimentos tangenciais são nulos ou reduzidos. O material desloca-se predominantemente pelo ar, por queda, saltação ou rolamento*” (WP/WLI, 1993) (figura 12, a). Este movimento de vertente é caracterizado por uma velocidade rápida a muito rápida sendo deslocado predominantemente pelo ar, por queda, saltação ou rolamento. No entanto, “*exceto quando a massa deslocada foi*

escavada, a queda será precedida por pequenos movimentos de deslizamento e balançamento que separam o material deslocado da massa não perturbada” (Cruden & Varnes, 1996, p.53). Segundo Cruden & Varnes (1996), a queda livre de massas de solo e rochas ocorre em vertentes cujo declive excede os 76 graus. Abaixo deste declive a massa deslocada pode produzir um ressalto, dependendo das propriedades dos materiais e da geometria do terreno (coeficientes de restituição e o ângulo entre a vertente e a trajetória da massa caída) (Hungar & Evans, 1988 *in* Cruden & Varnes, 1996). Em vertentes com ângulos de 45 graus de declive ou inferior as partículas passam a ter caminhos de movimentação denominados por rolamento e verifica-se uma transição gradual da saltação para o rolamento, à medida que a trajetória da saltação e os graus de incidência diminuem (Cruden & Varnes, 1996).

Zêzere (2005) considera quatro critérios para a classificação dos desabamentos: (1) material afetado (desabamento rochoso, desabamento de detritos, desabamento de terra); (2) geometria da rutura (planar, em cunha, em escadaria, vertical); (3) proveniência do material desabado (desabamentos primários e desabamentos secundário); (4) volume do material afetado.

De acordo com Dikau [*et al.*] (1996), os desabamentos podem ocorrer em locais variados, tais como, arribas costeiras, barrancos nas margens de um rio, bordo de um planalto, ou uma escarpa. Os desabamentos também podem ocorrer em paredes artificiais como os taludes de uma estrada, escavações para implementação de estradas ou pedreiras.

b) Balançamento

Segundo a WP/WLI (1993), os balançamentos ou tombamentos (*topples*) (figura 12, b) consiste na rotação de uma massa de solo ou rocha, a partir de um ponto ou eixo situado abaixo do seu centro de gravidade. O movimento ocorre por influência da gravidade e ação de forças laterais, praticadas tanto por blocos adjacentes, como por fluídos existentes em fraturas e diáclases (Zêzere, 2005). Os balançamentos são frequentes em massas rochosas cujas descontinuidades estão inclinadas inversamente ao declive.

O material envolvido normalmente inclina-se para a frente, caindo pela base, e a

vertente rapidamente roda (Dikau [*et al.*], 1996), em função da geometria da massa afetada e da extensão/orientação dos planos de estratificação e/ou diaclases. Este tipo de movimento é frequente em massas rochosas com descontinuidades inclinadas de modo oposto ao declive (Silva, C., 2010).

Os balançamentos podem ser condicionados por três fatores principais: (1) força da gravidade; (2) força lateral exercida por unidades adjacentes; (3) pela força lateral exercida pela água presente em diaclases e fraturas da rocha (Zêzere, 2005).

Segundo Cruden & Varnes (1996), o desenvolvimento deste processo pode ser extremamente lento a extremamente rápido e pode evoluir para desabamento ou deslizamento, dependendo da geometria da massa movimentada, da geometria da superfície de separação, da orientação e extensão das descontinuidades cinéticas ativas.

c) Deslizamento

O Deslizamento ou escorregamento (*slide*) corresponde ao movimento de solo ou rocha que ocorre predominantemente ao longo de planos de rutura ou de zonas relativamente estreitas, alvo de intensa deformação tangencial (WPWLI, 1993).

O movimento não ocorre simultaneamente sobre toda a superfície inicial de rutura sendo que o volume de material deslocado aumenta a partir da área onde ocorre a falha no local (Highland & Bobrowsky, 2008).

Segundo Dikau [*et al.*] (1996), o tipo de rutura tangencial em consonância com as características do material afetado, constituem os critérios fundamentais para a subdivisão dos deslizamentos (Tabela 3).

TIPOS DE DESLIZAMENTOS		TIPO DE MATERIAL		
		ROCHA	DETRITOS	SOLO
Rotacionais (<i>rotational</i>)		Simples; Múltiplo; Sucessivo	Simples; Múltiplo; Sucessivo	Simples; Múltiplo; Sucessivo
Translacionais (<i>translational</i>)	Com Ruptura Compósita	Deslizamento de rocha em bloco (<i>block slide</i>)	Deslizamento de detritos em bloco (<i>block slide</i>)	Deslizamento de solo em bloco (<i>slab slide</i>)
	Com Ruptura Planar	Deslizamento de rocha (<i>rock slide</i>)	Deslizamento de detritos (<i>debris slide</i>)	Deslizamento lamacento (<i>mudslide</i>)

Tabela 3 - Classificação de deslizamentos (adaptado de Dikau [*et al.*], 1996).

c1) Deslizamento rotacional

Os deslizamentos rotacionais ou *slumps* (figura 12, c1) ocorrem ao longo de superfícies de rutura curvas, em meios geralmente homogéneos e isotrópicos, cuja forma topográfica é caracterizado por um plano de deslizamento côncavo (Sirieys, 1984; *in* Zêzere, 1997). Segundo Varnes (1978) trata-se de um movimento mais ou menos rotacional, sobre um eixo paralelo aos contornos da vertente, envolvendo deslocamento (*sliding*) por cisalhamento ao longo da concavidade da superfície de rutura, a qual é visível ou inferida.

É comum a subdivisão dos movimentos rotacionais em simples, múltiplos e sucessivos. As ruturas simples ou individuais envolvem geralmente argilas com carácter homogéneo, ocorrendo sobretudo em argilas brandas consolidadas. As ruturas múltiplas são comuns em argilas duras, consolidadas e fissuradas (Dikau [*et al.*], 1996).

c2) Deslizamento Translacional

Nos deslizamentos translacionais ou *planar slides* (figura 12, c2) o material movimentado é bastante deformado e composto por materiais heterogéneos. No processo ocorre uma pequena movimentação de rotação que se desencadeia sobre superfícies ligeiramente planas (Amaral, 2007). Este tipo de deslizamento pode atingir grandes distâncias dependendo da inclinação da superfície de rutura. Em contraste, os deslizamentos rotacionais, tendem a reequilibrar a massa instável do deslizamento (Highland & Browsey, 2008).

Podemos classificar os deslizamentos translacionais em dois tipos: com rutura compósita e com rutura planar. Os deslizamentos com rutura compósita, encontram-se na transição entre os deslizamentos rotacionais e os translacionais planares e o seu plano de rutura pode apresentar uma seção de forma circular ou planar com uma forte inclinação, a montante, sendo a inclinação mais reduzida, a jusante (Hutchinson, M., 1988, *in* Dikau [*et al.*], 1996 e Zêzere, 2005).

Os deslizamentos com rutura planar, apresentam o plano de rutura ao longo das superfícies de fraqueza marcadas por resistência ao corte reduzida, podendo estas ser

falhas, diáclases, planos de estratificação ou o contacto entre uma cobertura detrítica e o substrato rochoso. É possível fazer uma subdivisão deste tipo de deslizamento em função do material afetado: (1) deslizamentos de rocha (*rockslides*); (2) fluxos de detritos (*debris slides*); (3) fluxos lamacentos (*mudslides*) (Dikau *et al.*, 1996).

d) Expansão Lateral

A expansão lateral (*lateral spreading*) (figura 12 d) é definida como uma conjugação da deslocação natural de massas coesivas de solo ou rocha, combinada com uma subsidência geral no material brando subjacente, alvo de liquefação ou escoada (WPWLI, 1993). Este movimento de vertente é marcado pela ausência de ruturas basais bem definidas. Segundo Amaral (2007) o material subjacente pode sofrer rotação, translação, escoamento, desintegração e subsidência.

Zêzere (2005) divide o movimento de expansão lateral em dois subtipos de acordo com o tipo de material: (1) expansão lateral em rocha (representa um movimento muito lento, resultante de deformações visco-plásticas profundas); (2) expansão lateral em solo (movimento muito rápido, associado ao colapso, por liquefação, de uma camada de solo a em profundidade, seguida do assentamento ou rutura progressiva de material sobrejacente).

e) Escoada (fluxos)

Segundo a WP/WLI (1993), a escoada ou fluxo (*flow*) consiste no movimento contínuo no espaço, cujas superfícies de tensão tangencial são momentâneas e mal preservadas (figura 12 e). As tensões verificam-se em toda a massa afetada e a distribuição das velocidades no material instabilizado assemelha-se à de um fluido viscoso.

São subdivididas em três tipos: 1) as escoadas ocorridas em rocha (*rock flows*); 2) as escoadas lamacentas (*mud flows, soil flows ou lahars*); 3) as escoadas de detritos (*debris flows*).

As escoadas em rochas (*rock flows*) são deformações gravíticas profundas e movimentos lentos e mais ou menos permanentes no tempo, que afectam massas rochosas muito diaclasadas ou estratificadas, em vertentes montanhosas (Zêzere, 1997).

As escoadas lamacentas (*lahars*) correspondem a um movimento, cuja velocidade tem grandes variâncias, de escoada de massa de água com terrenos que contêm, no mínimo, 50 % de partículas da dimensão da areia, silte e argila.

As escoadas de detritos (*debris flows*) consistem numa mistura de materiais heterogéneos finos (areia, silte e argila) e grosseiros (calhaus e blocos), com uma quantidade de água variável, formando uma massa que se desloca em direcção à base da vertente, normalmente por impulsos sucessivos induzidos pela força da gravidade e pelo colapso repentino dos materiais de suporte (Corominas [et al.], 1996 in Zêzere, 1997).

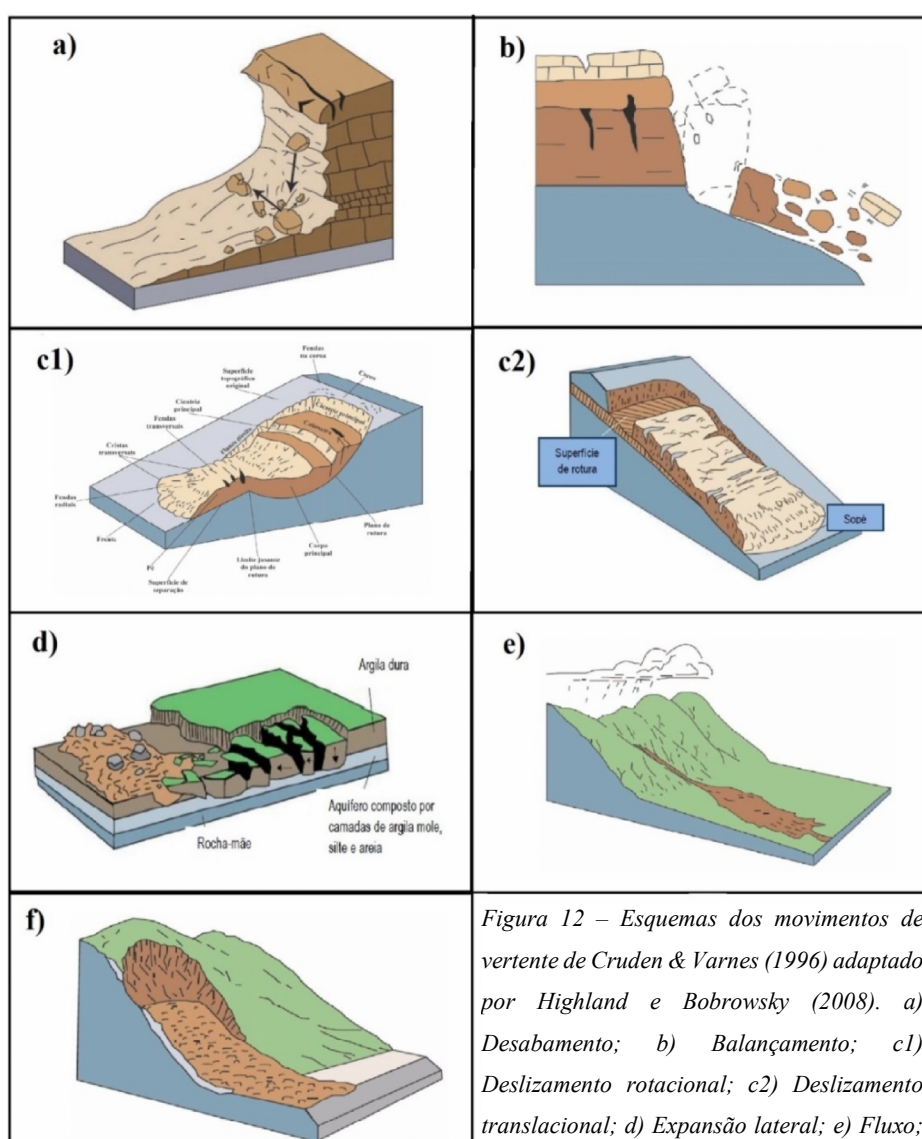


Figura 12 – Esquemas dos movimentos de vertente de Cruden & Varnes (1996) adaptado por Highland e Bobrowsky (2008). a) Desabamento; b) Balançamento; c1) Deslizamento rotacional; c2) Deslizamento translacional; d) Expansão lateral; e) Fluxo; f) Complexo.

Os fatores desencadeantes são considerados fatores dinâmicos sendo condicionados no tempo e em função da área em estudo. Estes fatores são responsáveis por causas imediatas de instabilidade, referindo-se a estímulos externos, como a precipitação, tremores de terra, erupções vulcânicas e rotura de barragens naturais. Estes fatores causam respostas praticamente imediatas, pelo seu rápido aumento de tensão tangencial e/ou redução da resistência ao corte dos terrenos, derivando assim em movimentos de vertente (Schuster & Wieczorek, 2002). Enquadram-se no grupo dos fatores preparatórios sendo distinguidos dos fatores preparatórios condicionantes não pelo processo em si, mas pelo efeito provocado na estabilidade das vertentes (Garcia, 2012).

De acordo com a base de dados de movimentos de vertente na região norte de Portugal, apresentada por Pereira (2009), a precipitação é o principal fator desencadeante a instabilidade de vertentes, em Portugal continental. Estes fatores são muitas vezes acompanhados por atividades de cariz antrópico (Wieczorek, 1996) potenciadoras de acréscimo de instabilidade. São exemplos: obstrução de linhas de água com construções ou aterros, construção de terraços agrícolas, concentração de águas de escoamento, abertura de taludes em estradas e caminhos rurais, e o abandono agrícola.

Bateira & Soares (1997) vêm salientar esta afirmação, ao abordar os fatores responsáveis pela ocorrência de movimentos em massa no Norte de Portugal, entre os quais os fatores de ordem hidroclimática. Para os autores, os episódios chuvosos são considerados o “fator de ignição” que vai despertar todos os outros “fatores de risco” sendo a sequência de precipitações anteriores ao movimento importantes para a saturação dos solos. A importância da precipitação na área de estudo pode ser analisada no trabalho de Fernandes, J. (2014).

Os fatores condicionantes podem ser divididos em fatores de predisposição (estáticos) e fatores preparatórios (dinâmicos).

Os fatores de predisposição representam as características do terreno, influenciando a variação espacial da suscetibilidade do território à instabilidade (Garcia, 2012). Apesar do seu estatuto de estáticos, não significam que não possam sofrer alterações a médio ou longo prazo. Não influenciam por si só a estabilidade e o desenvolvimento de movimentos de vertente sendo que funcionam como engrenagem

quando em conjunto com fatores dinâmicos (Glade, T. [*et al.*], 2005).

Os fatores preparatórios são fatores dinâmicos e caracterizam-se por reduzir a estabilidade das vertentes contudo, sem responsabilidade direta por iniciar o movimento (Crozier, M., 2004b). Incluem-se neste grupo, fatores geomorfológicos (tectónica, erosão), processos físicos (degelo, sismos) ou antrópicos (construção de sistemas de armação do terreno (taludes) e a desflorestação (Garcia, 2012).

Os fatores topográficos abordados na presente dissertação, entre os quais, os declives e as áreas de contribuição são tidos como fatores condicionantes. Os declives das vertentes assumem importância dada a característica de desencadear movimentos por ação gravítica (Teixeira, M., 2012). A área contributiva da bacia hidrográfica também representa um fator condicionante importante, na medida em que define e delimita a localização de segmentos convergentes de forte concentração de fluxos superficiais e subsuperficiais, responsáveis pela saturação do solo (Fernandes, N., [*et al.*], 2004).

Os parâmetros físicos são as características do solo sendo também parte dos fatores condicionantes. Serão apresentados parâmetros físicos da área de estudo tais como: peso específico do solo, densidade, espessura, coesão, ângulo de atrito interno e condutividade hidráulica.

3.6 Estabilidade e rutura de vertentes

O modelo de estabilidade engloba e avalia os parâmetros físicos e condicionantes de forma a avaliar a (in)estabilidade de vertentes (Faria, A., 2014). Os movimentos de vertente resultam da existência de diversas tensões em vertentes ativas por ação natural, sendo estas tensões capazes de promover estabilidade ou o inverso (instabilidade). Segundo Crozier, 2004b, a (in)estabilidade de vertentes é refletida na propensão para a vertente passar por processos geomorfológicos de rutura, particularmente deslizamentos.

A estabilidade é avaliada segundo o Fator de Segurança (FS), resultado da razão do somatório das tensões impulsoras de instabilidade (T) e as forças inversamente opostas, responsáveis pelo equilíbrio da vertente (chamadas forças de resistência ao cisalhamento (τ)). Traduz-se na seguinte equação:

Equação 1

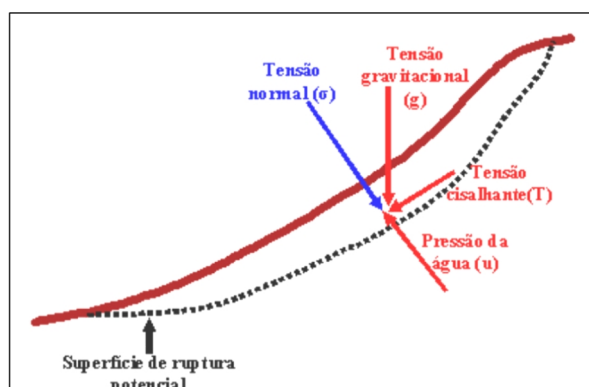
$$FS = \frac{\text{Força de Resistência}}{\text{Tensão de Cisalhamento}}$$

(adaptado de Dikau, R., 2004a)

Segundo Dikau, 2004a, e colocando em prática a supracitada equação, se as forças de tensão de cisalhamento (τ) se igualarem às forças motoras (T), o valor do fator de segurança é igual a 1, encontrando-se no limite de estabilidade. Na condição inferior a 1 ($FS < 1$) a vertente é considerada instável e quando superior ($FS > 1$), a vertente considera-se estável uma vez que a tensão de cisalhamento é superior à força de resistência. É no entanto importante destacar que a estabilidade não é absoluta mas sim, uma probabilidade de estabilidade em crescimento com o aumento de FS (Selby, M., 1993).

A teoria referente ao Fator de Segurança (FS) é elaborada segundo o Modelo Bidimensional do Talude Infinito (Selby, M., 1993) criado por Coulomb em 1783 (representado na equação 2). Este modelo considera uma massa (ou bloco) de espessura uniforme e homogênea, em plano inclinado, em que atuam forças/tensões (figura 14). O peso do material (p), resultante da multiplicação da massa (m) e força gravitacional (g), atua tanto paralelamente á vertente, contribuindo para a instabilidade, assim como verticalmente, aumentando a estabilidade da vertente ao proporcionar atrito do bloco com a superfície de inclinação (Vieira, B., 2007).

Figura 14 – Esquema de tensões que atuam numa superfície de rotura potencial. As setas a vermelho representam as tensões que atuam para promoção de instabilidade. As setas a azul representam a manutenção da estabilidade da vertente. Adaptado de Selby, M., (1993) in Vieira (2007).



Equação 2

$$S = c + \sigma \tan \Phi$$

Sendo:

S - resistência máxima ao cisalhamento (KN/m²; ou KPa);

c - coesão do solo (KPa);

σ - tensão normal total da superfície de rutura (KPa);

Φ - ângulo de atrito interno do solo (°).

Mais tarde, em 1925, Terzaghi publicou o conceito fundamental da tensão efetiva considerando a força exercida pela pressão intersticial (μ): $\sigma' = \sigma - \mu$ (Dikau, 2004a). Assim, a tensão normal é expressa como tensão normal efetiva (σ'):

Equação 3

Sendo:

$$S = c' + \sigma' \tan \Phi'$$

c' - coesão efetiva;

Φ' - ângulo de atrito interno efetivo.

O fator de segurança pode ser expresso pela seguinte equação:

Equação 4

Sendo:

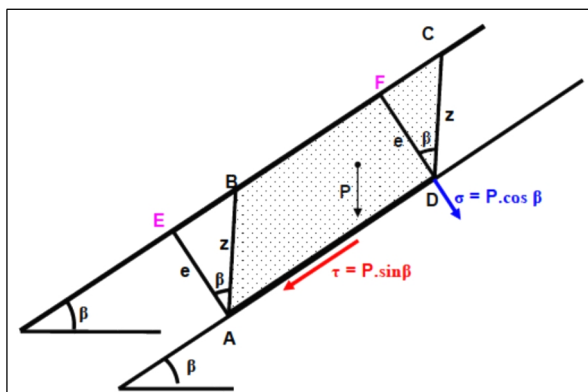
$$FS = c' + \sigma' \tan \Phi' / S$$

$\sigma' = \gamma z \cos^2 \beta$;

$S = \gamma z \cos \beta \sin \beta$.

O parâmetro γ representa o peso volumétrico natural do solo e o parâmetro z a espessura do solo que, segundo Vieira, B., 2007, em caso de impossibilidade de obtenção deste ultimo parâmetro de forma perpendicular à superfície, este é calculado por meio de medidas verticais do bloco (figura 15).

*Figura 15 - Esquema de determinação da espessura do solo (z).
Adaptada de Selby (1993), in de Vieira (2007).*



4. Métodos de Avaliação da Suscetibilidade a Movimentos de Vertente

Segundo Aleotti & Chowdhury (1999), os métodos para a avaliação e análise de suscetibilidade, são determinados pelo investigador, uma vez que devem de ser considerados os aspetos ou as variáveis de maior impacto para o estudo, de acordo com a escala de trabalho e áreas em análise.

Atualmente, a integração em ambientes SIG, comporta diversos métodos que procuram identificar áreas suscetíveis a movimentos de vertente. Estas ferramentas permitem processar e analisar estas informações, possibilitando a criação de mapas de suscetibilidade a partir de diferentes abordagens (Vieira, B., 2007).

Esses métodos de avaliação são classificados como: mapas de inventários através de modelagem probabilística; métodos heurísticos (ex. mapas geomorfológicos e combinação de mapas qualitativos); uso de ferramentas estatísticas e modelos determinísticos (Carrara [et al.], 1995; Guzzetti [et al.], 1999; Van Westen, 2004; Van Westen, 2006).

Neste estudo, foi utilizado o modelo matemático de base física, SHALSTAB, para a distribuição probabilística da ocorrência de movimentos de vertente sendo de seguida apresentado.

4.1 Modelo Matemático de Base Física – SHALSTAB

Um dos primeiros modelos desenvolvidos para a avaliação da estabilidade de vertentes por meio de distribuição probabilística tendo por base, a teoria do talude infinito designou-se por Level I Stability Analysis - **LISA** (Calcaterra [et al.], 2004, in Vieira, B., 2007). Foram surgindo outros modelos nesta mesma linha de pesquisa sendo os de maior destaque: **SHALSTAB** - *Shallow Landslide Stability Analysis* (Dietrich [et al.], 1995, Montgomery & Dietrich, 1994, Montgomery & Dietrich, 1989, Montgomery [et al.], 1998), **dLSAM** - *Slope Instability Model* (Wu e Sidle, 1995), **SINMAP** - *Stability Index MAPping* (Pack [et al.], 1998) e **TRIGRS** - *Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope Stability* (Iverson, 2000, Baum [et al.], 2002, Baum [et al.], 2008, Kim [et al.], 2010, Liao [et al.], 2011).

Iremos abordar em maior detalhe, o modelo SHALSTAB uma vez que este modelo matemático de base física obteve resultados aceitáveis em anteriores estudos sítos na Região Demarcada do Douro (Faria, A., 2014; Martins, C., 2015).

O **SHALSTAB** (*Shallow Landslide Stability Analysis*), desenvolvido nos inícios da década de 90 em trabalhos de Dietrich e Montgomery, é um modelo matemático de base física, determinístico, acerca da variação espacial da suscetibilidade a movimentos de vertente. Baseado no conceito “*steady-state*”, as condições hidrológicas do modelo encontram-se por base, no seu estado estacionário. São inseridos para a modelação, um modelo de estabilidade (ver subcapítulo 4.1.1 Modelo de Estabilidade) e um modelo hidrológico (ver subcapítulo 4.1.2 Modelo Hidrológico) que na sua compilação (ver subcapítulo 4.1.3 Combinação dos Modelos) criam a base determinística da suscetibilidade como produto final.

Posteriormente estes modelos são validados pelo cruzamento com inventários de movimentos de vertente sendo o seu objetivo o de descrever espacialmente o comportamento dos processos atuantes na realidade (Gomes, R., 2006).

4.1.1 Modelo de Estabilidade

O modelo de estabilidade integrado no SHALSTAB baseia-se no Modelo do Talude Infinito (ver subcapítulo 3.6 Estabilidade e Rutura de Vertentes). A equação 5 resume a equação simplificada sem o parâmetro da coesão. A equação 6 representa a adição deste parâmetro ao modelo, tornando com a sua inclusão, os resultados mais apurados uma vez que a coesão influencia a resistência ao cisalhamento.

Equação 5

$$\frac{h}{z} = \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right)$$

Equação 6

$$\frac{h}{z} = \frac{C'}{\rho_w g z \cos^2 \theta \tan \phi} + \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right)$$

Sendo:

ρ_s = densidade global do solo saturado ou peso específico do solo (Kg/m^3);

g = aceleração gravitacional (m/s^2);

z = espessura do solo (m);

C' = coesão efetiva do solo (KPa) (no caso da equação 6);

h = altura da coluna de água acima do plano de rutura (m);

ρ_w = densidade da água ou peso específico da água (Kg/m^3);

Φ = ângulo de atrito interno do solo ($^\circ$).

A equação do modelo desenvolve a maior ou menor estabilidade da vertente, sendo que, quanto maior a relação h/z , em maior instabilidade se encontra a vertente. Em proporção encontra-se também a instabilidade da vertente face ao seu declive, sendo o aumento do declive responsável pelo aumento de instabilidade.

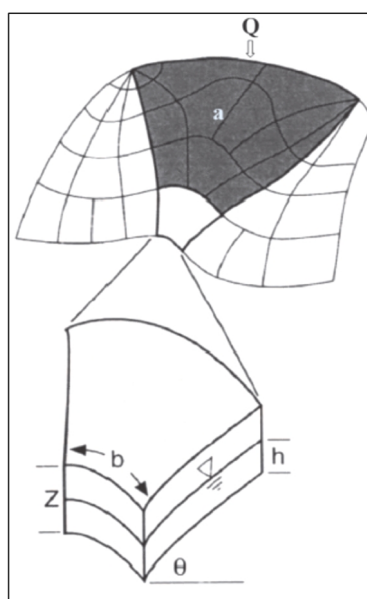
4.1.2 Modelo Hidrológico

O modelo hidrológico do SHALSTAB fundamenta-se no modelo TOPMODEL de Beven & Kirkby (1979) e no modelo hidrológico de O'Loughlin (1986), TOPOG. Considera a precipitação em estado estacionário com base num padrão espacial de saturação do solo em equilíbrio (“*steady-state*”). O modelo é baseado nas áreas de contribuição (a), na transmissividade do solo (T) e nos declives (θ) (Montgomery e Dietrich, 1994). De acordo com a figura 16, para existir uma zona de saturação é necessário que o produto entre a área drenada a montante (a) e a precipitação (Q) que passa por um elemento de contorno de comprimento (b) seja maior que o produto da transmissividade (T) e o seno do ângulo da vertente (θ) (Vieira, B., 2007) (verifica-se pela equação 7).

Equação 7

$$a \frac{Q}{b} \geq T \sin \theta$$

Figura 16 - Elementos topográficos do modelo hidrológico incorporado SHALSTAB. Baseado no modelo TOPOG de O'Loughlin (1986). Extraído de Montgomery & Dietrich (1994).



Segundo O'Loughlin (1986), a condição de saturação (sem variação espacial), é definida pelo índice de humidade (W), podendo a equação anterior ser escrita pela equação 8. O índice de humidade (W) engloba as relações Q/T e as relações a/bsen θ , correspondendo respetivamente ao controle hidrológico e topográfico.

O modelo hidrológico pode ser ainda escrito em função da razão h/z, sendo

considerado um fluxo de água inicial (q), produto da velocidade (v) pela área da seção transversal saturada (S), conforme a equação 9.

Equação 8

$$W = \frac{Q}{T} \cdot \frac{a}{b \sin \theta}$$

Equação 9

$$q = v \cdot S$$

Segundo a Lei de Darcy, a velocidade é o produto entre (K_{sat}) que representa a condutividade hidráulica saturada, e (i) correspondendo ao gradiente hidráulico (equação 10). É realizado uma aproximação para este último termo, considerando apenas a carga gravitacional/ elevação, inserido na variação do potencial total (ΔH_{total}) (equação 11).

Equação 10

$$v = K_{sat} \cdot i$$

Equação 11

$$i = \left(\frac{\Delta H_{total}}{L} \right)$$

Sendo o gradiente hidráulico (i), a razão entre a diferença de potencial gravitacional entre dois pontos e o comprimento (L), $\sin \theta$ é igual. Pela Lei de Darcy a equação pode ser reescrita substituindo i por $\sin \theta$ e a velocidade do fluxo descrita pela equação 12.

A área da seção transversal saturada (S) mediante a projeção vertical de h pode ser expressa pela equação 13. Assim, o fluxo de água pode ser expresso pela substituição das equações 12 e 13 em 9, obtendo a equação 14.

Equação 12

$$v = K_{sat} \cdot \sin \theta$$

Equação 13

$$S = h \cdot \cos \theta$$

Equação 14

$$q = K_{sat} \cdot \sin \theta \cdot h \cdot \cos \theta b$$

Montgomery & Dietrich (1994) afirmam que a precipitação efetiva (Q) multiplicada pela área de contribuição (α) será a quantidade de escoamento determinado pelo comprimento (b) em condição de equilíbrio. Desta forma, é acrescentado o comprimento b à equação 14. Assim, para o modelo hidrológico, o fluxo representa o produto da precipitação por unidade de tempo e a área drenada a montante (equação 15).

Equação 15

$$Qa = K_{sat} \cdot \sin\theta \cdot h \cdot \cos\theta \cdot b$$

Referindo-nos à transmissividade (T), esta resulta do produto da condutividade hidráulica (K_{sat}) e a espessura do solo (e). Como (e) é igual a $z \cdot \cos\theta$, o parâmetro pode ser expresso pela equação 16. Assim, o denominador do modelo hidrológico pode ser reescrito pela equação 17.

Equação 16

$$T = K_{sat} \cdot z \cdot \cos\theta$$

Equação 17

$$T \cdot b \cdot \sin\theta = K_{sat} \cdot z \cdot \cos\theta \cdot \sin\theta \cdot b$$

O resultado final do rácio da precipitação efetiva pela transmissividade resulta na equação 8. Desta equação resulta o modelo hidrológico, podendo ser definido em função da razão h/z conforme equação 18.

Equação 18

$$\frac{h}{z} = \frac{Q}{T} \frac{a}{b \cdot \sin\theta}$$

4.1.3 Combinação dos Modelos

A equação final do modelo SHALSTAB é constituída pelo modelo hidrológico e de estabilidade (Dietrich & Montgomery, 1998) sendo expressa pelo rácio hidrológico (Q/T) e/ou rácio topográfico (a/b), sendo representadas respetivamente pelas seguintes equações:

Equação 19

$$\frac{Q}{T} = \frac{ps}{pw} \left(1 - \frac{\tan\theta}{\tan\phi}\right) \frac{b}{a} \sin\theta$$

Equação 20

$$\frac{a}{b} = \frac{ps}{pw} \left(1 - \frac{\tan\theta}{\tan\phi}\right) \frac{T}{Q} \sin\theta$$

Combinando os dois modelos (hidrológico e de estabilidade), obtém-se a equação referente a quantidade de precipitação crítica (Q_c) ou fluxo de carga constante para a ocorrência de movimentos de vertente. A fórmula pode ou não, incluir o parâmetro da coesão (equação 21 e 22 respetivamente).

Equação 21- Sem coesão

$$\frac{Q_c}{T} = \frac{\sin\theta}{a/b} \left[\frac{ps}{pw} \left(1 - \frac{\tan\theta}{\tan\phi}\right) \right]$$

Equação 22 – Com coesão

$$\frac{Q_c}{T} = \frac{\sin\theta}{a/b} \left[\frac{c'}{p_w g z \cos^2\theta \tan\phi} + \frac{p_s}{p_w} \left(1 - \frac{\tan\theta}{\tan\phi}\right) \right]$$

A combinação dos modelos reflete assim o funcionamento do SHALSTAB na medida em que é calculada a precipitação crítica de carga constante necessária à instabilidade de cada elemento topográfico, resultando no potencial de deslizamento naquela mesma área (Montgomery & Dietrich, 1994). O potencial de deslizamento pode

ser classificado de acordo com diferentes graus de estabilidade (Tabela 4). As classes de estabilidade podem variar de *Incondicionalmente Instável* até a classe *Incondicionalmente Estável* (figura 17).

A classe incondicionalmente instável verifica-se sempre que o declive é maior que o ângulo de atrito ($\tan\theta \geq \tan\phi$), mesmo estando o solo seco ($h/z=0$).

A classe incondicionalmente estável verifica-se quando a $\tan\theta$ é menor ou igual a $\tan\phi$ ($\tan\theta \leq \tan\phi$) onde, mesmo com o solo saturado ($h/z=1$), a vertente é considerada estável.

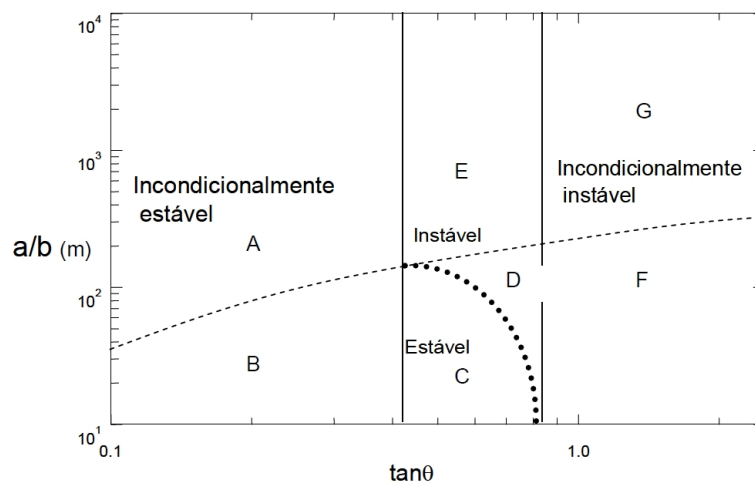


Figura 17 – Gráfico representativo das classes de estabilidade do SHALSTAB. O limite de saturação representa-se pela linha a tracejado. A Variação de a/b é realizada em função do declive ($\tan\theta$). A- incondicionalmente estável e saturado, B- incondicionalmente estável e não saturado, C- estável e não saturado, D- instável e não saturado, E- instável e saturado, F – incondicionalmente instável e não saturado, G- incondicionalmente instável e saturado. Montgomery & Dietrich, 1994 in Vieira (2007).

Classes		Condição
Vertentes estáveis	A) Incondicionalmente Estável e Saturado "Incondicionalmente Estável"	$\tan\theta \leq \tan\phi (1 - (p_v/p_w)); (a/b) > (T/Q) \sin\theta$
	B) Incondicionalmente Estável e não Saturado "> -2,2°"	$\tan\theta \leq \tan\phi (1 - (p_v/p_w)); (a/b) < (T/Q) \sin\theta$
	C) Estável e não Saturado "-2,5° - -2,2°"	$(a/b) < (p_v/p_w) (1 - (\tan\theta/\tan\phi)) (T/Q) \sin\theta$ $(a/b) < (T/Q) \sin\theta; \tan\phi < \tan\theta < \tan\phi (1 - (p_v/p_w))$
Vertentes instáveis	D) Instável e não Saturado "-2,8° - -2,5°"	$(a/b) \geq (p_v/p_w) (1 - (\tan\theta/\tan\phi)) (T/Q) \sin\theta$ $(a/b) < (T/Q) \sin\theta; \tan\phi < \tan\theta < \tan\phi (1 - (p_v/p_w))$
	E) Instável e Saturado "-3,1° - -2,8°"	$(a/b) > (p_v/p_w) (1 - (\tan\theta/\tan\phi)) (T/Q) \sin\theta$ $(a/b) > (T/Q) \sin\theta; \tan\phi < \tan\theta < \tan\phi (1 - (p_v/p_w))$
	F) Incondicionalmente Instável e não Saturado "-< -3,1°"	$\tan\theta > \tan\phi; (a/b) < (T/Q) \sin\theta$
	G) Incondicionalmente Instável e Saturado "Incondicionalmente Instável"	$\tan\theta > \tan\phi; (a/b) > (T/Q) \sin\theta$

Tabela 4 - Classes de estabilidade e saturação obtidas através da combinação dos modelos (adaptada de Dietrich & Montgomery (1998) in Vieira (2012)).

4.2 Método de validação do Modelo de Suscetibilidade

O presente trabalho procura a análise comparativa de diferentes dados de base (MDE) para a análise da suscetibilidade de movimentos de vertente. Posto isto, não foram abordadas diferentes metodologias de validação dos resultados obtidos através da modelação matemática de base física (SHALSTAB).

Optou-se pela utilização de um único método de validação dos resultados da modelação da instabilidade. Utilizou-se *tabelas de contingência*, também conhecidas como *matriz de confusão* (Kohavi & Provost, 1998).

As tabelas de contingência foram adaptadas aos fenómenos e metodologias de análise da área em estudo sendo calculados os índices de diagnóstico para posterior validação através da sobreposição do inventário realizado. Foram calculadas quatro classes de possíveis resultados: verdadeiros positivos (VP); falsos positivos (FP); falsos negativos (FN) e verdadeiros negativos (VN), esquematizados na figura 18.

		Deslizamentos (inventário)				
		S - Sim	N - Não			
Suscetibilidade (predição)	Instável	VP	FP	Positivos	VP - Verdadeiro Positivo	FP - Falso Positivo
	Estável	FN	VN	Negativos	FN - Falso Negativo	VN - Verdadeiro Negativo
		Instabilizada	Não instabilizada			

RVP - Rácio de Verdadeiros Positivo	$RVP = \frac{VP}{VP+FN}$	Indicam a percentagem de deslizamentos corretamente previstos
RFP - Rácio de Falsos Positivos	$RFP = \frac{FP}{FP+VN}$	Indica área prevista como instável mas não deslizada no total da área incorretamente classificada como instável mais a estável
ACC - Acurácia (Fiabilidade)	$ACC = \frac{(VP+VN)}{(S+N)}$	Indica a área da suscetibilidade bem classificada relativamente à área total
PPV - Precisão	$PPV = \frac{VP}{VP+FP}$	Indica a capacidade preditiva das áreas classificadas como instáveis (potencial de deslizamento)

Figura 18- Matriz de contingência e seus acrónimos (adaptado de Kohavi & Provost (1998)).

CAPITULO III – AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DE DADOS

A principal abordagem temática da dissertação consiste na utilização de dados provenientes de diferentes metodologias de aquisição de informação para a geração de quatro produtos cartográficos (dois Modelos Digitais de Elevação (MDE) de menor resolução (5m e 1m) e dois Modelos Digitais de Terreno (MDT) de maior resolução (0.4m e 0.2m)) a fim de comparar os resultados da modelação da instabilidade através do SHALSTAB.

Utilizam-se dados provenientes de diferentes resoluções espaciais na construção dos MDE (5m, 1m, 0.4m e 0.2m), resultantes de dois voos realizados com fotografias com resolução no terreno de 50 cm (referente aos dois modelos de menor resolução) e 7 cm (dois modelos de maior resolução).

Estes produtos cartográficos serão alvo de comparação de resultados por forma a demonstrar quais os que melhor se ajustam na definição dos processos de instabilidade de vertentes para a área analisada.

Os dois modelos de menor resolução (pixel de 5m e 1m) derivaram de fotografias aéreas captadas por uma Aeronave, *Modelo Cessna 402B* com uma câmara aérea *Intergraph DMC*. As imagens datam de dia 23 de Julho de 2012, utilizando sobreposição longitudinal de 60% e sobreposição lateral de 30%. As imagens foram processadas no programa *Agisoft PhotoScan* resultando nos dois MDT de resolução de 5 e 1 metro de pixel. Os pontos de controlo foram simulados a partir da triangulação das imagens através de programa de fotogrametria da estação fotogramétrica cedida pela Faculdade de Ciências da Universidade do Porto (Oliveira, A., 2014). De auferir que estes dois modelos foram cedidos, previamente processados para a presente dissertação tendo já sido utilizados nos trabalhos de Fernandes, J., 2014; Oliveira, A., 2014; Faria, A., 2014.

Os dois modelos de maior resolução (pixel de 0.4m e 0.2m) foram obtidos a partir de sistemas VANT. As imagens datam de dia 20 de Novembro de 2015 tendo sido utilizado o VANT, quadricoptero modelo DJI⁵ (figura 19) com câmara integrada modelo

⁵ A marca DJI é uma das empresas líder no mercado dos UAVs. Esta empresa Chinesa foi fundada por Frank Wang em 2006. Mais informações sobre o modelo utilizado poderá ser consultada em: <http://www.dji.com/>

FC300X. As fotografias apresentam 4000 pixéis de largura por 3000 pixéis de Altura (4000x3000, 12 MP (Megapixel)). O modelo possui sistema integrado de GPS de forma a incorporar coordenadas a cada fotografia captada (os dados referentes as coordenadas GPS foram guardadas no formato EXIF). O Voo realizou-se a uma altitude de 100 metros face ao solo.



Figura 19 – Modelo de VANT utilizado: DJI com câmara integrada FC300X. Fonte:
<http://www5.djicdn.com/assets/images/products/phantom-2-vision-plus/p2v-1e3f37918112a12ff9426e432b35a5e6.png>

As imagens obtidas foram processadas no *Software Agisoft PhotoScan* implementando a técnica *Structure-from-Motion*. Foram corrigidos por fotointerpretação os dados altimétricos referentes à vegetação e através de levantamentos GPS (*Global Positioning System*) na área de estudo.

Este capítulo pretende a explanação em detalhe acerca da técnica de processamento digital das imagens (*Structure-from-Motion*) para a conceção dos Modelos Digitais de Elevação. Será explicado ainda o processamento/elaboração dos modelos no *Software Agisoft PhotoScan* que socorre desta técnica.

1.1 *Structure from Motion (SfM)* como método de construção de MDE

Atualmente é possível através de uma simples máquina fotográfica, *smartphone* (Micheletti, N. [et al.], 2015) ou de métodos de deteção remota (como o já referido VANT) a criação de modelos tridimensionais (3D) com elevação, utilizando *programas*, que incorporam processos de triangulação, correção geométrica e orto-retificação de imagens (Verhoeven, G. [et al.], 2013).

Para a reconstrução 3D, são necessárias pelo menos duas perspetivas de um ponto na imagem e o conhecimento da orientação interior e exterior desta. Da perspetiva computacional estas orientações são usualmente combinadas na chamada *projection matrices of the images*, determinante para a abordagem designada por *Structure from Motion (SfM)* (Verhoeven, G. [et al.], 2013).

Segundo Fonstad, M.A. [et al.] (2013) a técnica *SfM* consiste num método de restituição da superfície baseado em imagens, apresentando-se num dos mais recentes e automáticos métodos de registo imagem-a-imagem.

A técnica utiliza imagens adquiridas a partir de múltiplos pontos de vista com o objetivo de restituir geometria tridimensional, a um objeto ou superfície (Fonstad, M.A. [et al.], 2013). O *SfM* assenta em algoritmos capazes de descrever e detetar “*local features*” (elementos de um determinado local) das imagens captadas, fazendo corresponder os seus pontos bidimensionais (2D) comuns em todas as imagens que os repetem. Seguidamente, utilizando essas correspondências, o processamento *SfM* combina a localização desses pontos comuns, em coordenadas locais produzindo uma nuvem esparsa de pontos 3D que representa a geometria e estrutura da cena (Verhoeven, G. [et al.], 2013). Esta nuvem de pontos é tão mais rigorosa e fiável quanto maior a representação do mesmo ponto físico da superfície/objeto nas várias imagens captadas. É então necessário um elevado grau de sobreposição das imagens (figura 20) (Westoby, M.J. [et al.], 2012).

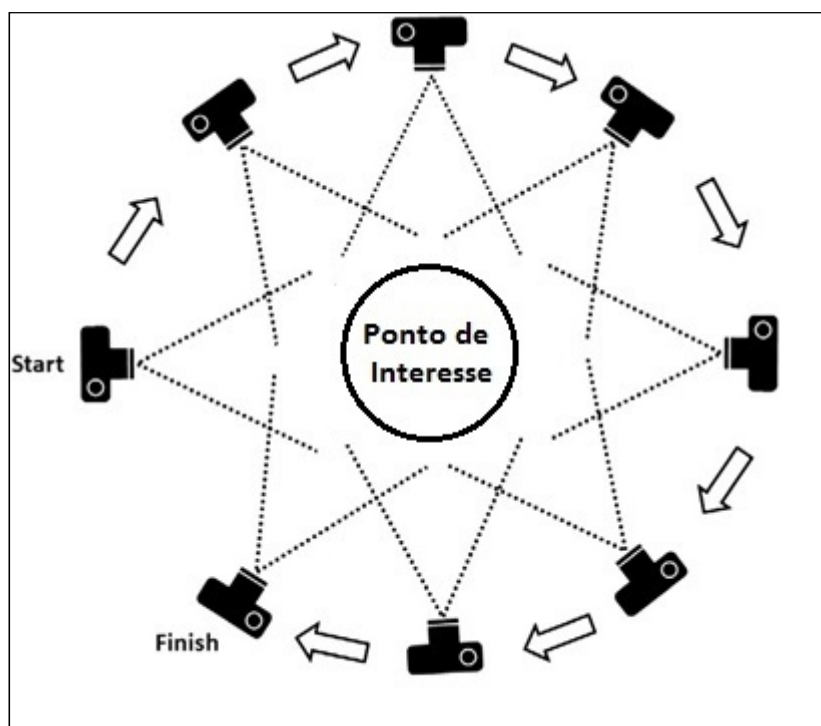


Figura 20 - A técnica SfM exige o input de múltiplas fotografias sobrepostas para a reconstrução tridimensional (adaptado de Westoby, M.J. [et al.], 2012).

Atualmente a aplicabilidade desta técnica tem vindo a ganhar dimensão em diversas áreas e estudos desenvolvidos no âmbito das geociências. Westoby, M.J. [et al.], 2012; Johnson, K., [et al.], 2014; Fonstad, M.A. [et al.], 2013; e Carrera, J., [et al.], 2016, acrescentam estudos, muitos deles comparativos, entre *airborne LiDAR*, estação total e a técnica *SfM* (a figura 21 aponta algumas diferenças entre técnicas). As conclusões destes autores referem um menor investimento ao utilizar a Técnica *Structure-From-Motion* comparativamente aos dados *LiDAR*, sendo muitas das vezes os dados obtidos através de *SfM* de qualidade e detalhe superiores. No que concerne a estação total, o custo é equiparável com a técnica *SfM* mas a densidade de pontos conseguida é menor (Fonstad, M.A. [et al.], 2013).

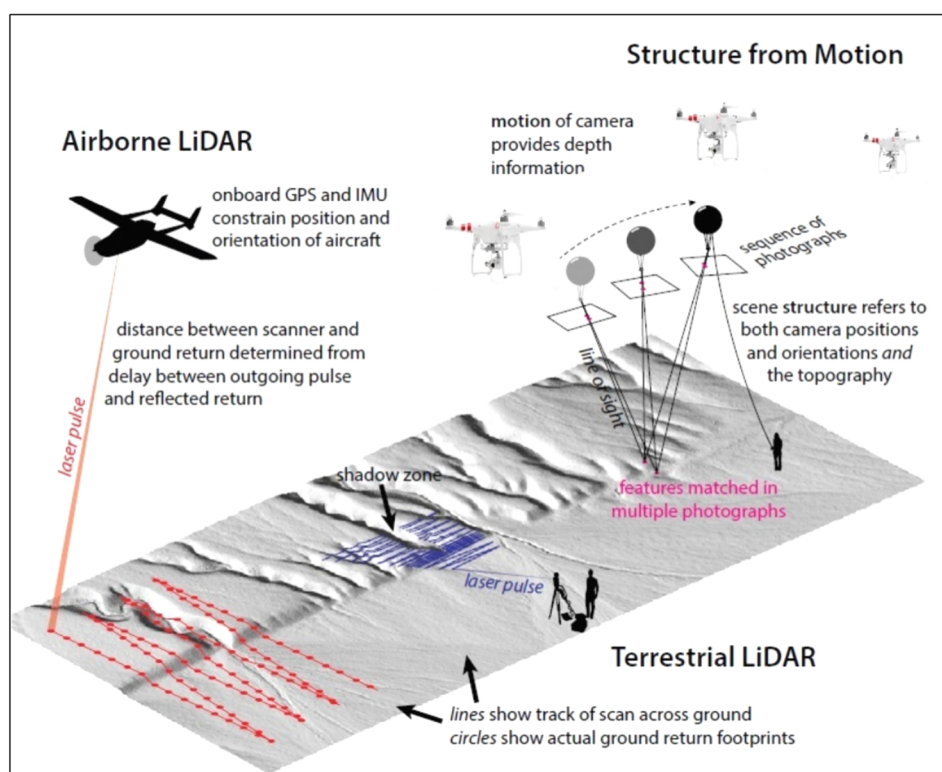


Figura 21 - Comparação LiDAR e SfM. Adaptado de Johnson, K., [et al.], 2014, p. 2.

Autores como Westoby, M.J. [et al.], 2012; Rossi, A. [et al.], 2012; Verhoeven, G. [et al.], 2013; Fonstad [et al.], 2013; Johnson [et al.], 2014, têm interpretado o método de processamento do *SfM*, sendo contudo discutível as diferentes interpretações, opções metodológicas e divisões das várias etapas em que se subdivide este processamento. Verhoeven, G. [et al.] 2013 apresenta uma abordagem completa acerca da componente processual da técnica *SfM*, onde subdivide etapas desde a aquisição dos dados (fotografias) até a geração do Modelo 3D (figura 22). Estas etapas são imperativas para a explicação do funcionamento da técnica e dos algoritmos que esta utiliza.

Após a aquisição de imagens, a primeira etapa da *SfM* refere-se à detecção de elementos (*feature detection*). A eficácia desta etapa vai variar de acordo com a complexidade computacional e tipos de elementos a detetar. São aplicados pontos de interesse ou “pontos-chave” (*keypoints*) dispersos na imagem correspondentes a localizações de certo modo excepcionais e de texturas distintas dos demais. Os *keypoints* devem apresentar-se estáveis na imagem (cor, iluminação, ruído, geometria) e na escala por forma a tornarem-se reproduzíveis nas diferentes condições de cada imagem (Verhoeven, G. [et al.] 2013). São vários os algoritmos disponibilizados para calcular pontos de interesse. O comumente utilizado algoritmo SIFT (*Scale Invariant Feature Transform* (Lowe, D., 2004)) é capaz de providenciar uma potente descrição ao longo das diferentes condições e escalas das imagens (Rossi, A. [et al.], 2012). São ainda utilizados algoritmos como: SURF (*Speeded-Up Robust Features* (Bay, H., [et al.], 2008)), ASIFT (*Affine-SIFT* (Morel & Yu 2009; Yu & Morel 2011)).

A descrição de elementos (*feature description*) é a etapa da procura de correspondências entre os pontos de interesse. O objetivo é o algoritmo encontrar quais os *keypoints* que são representações 2D do mesmo ponto físico 3D para assim proceder à sua descrição (Verhoeven, G. [et al.] 2013). Esta tarefa é realizada por vectores/descriptores de elementos (*feature descriptors, feature vectors*). Os descriptores calculam o vetor do elemento com as características locais para descrever uma correção local de pixéis em torno de cada *keypoint*.

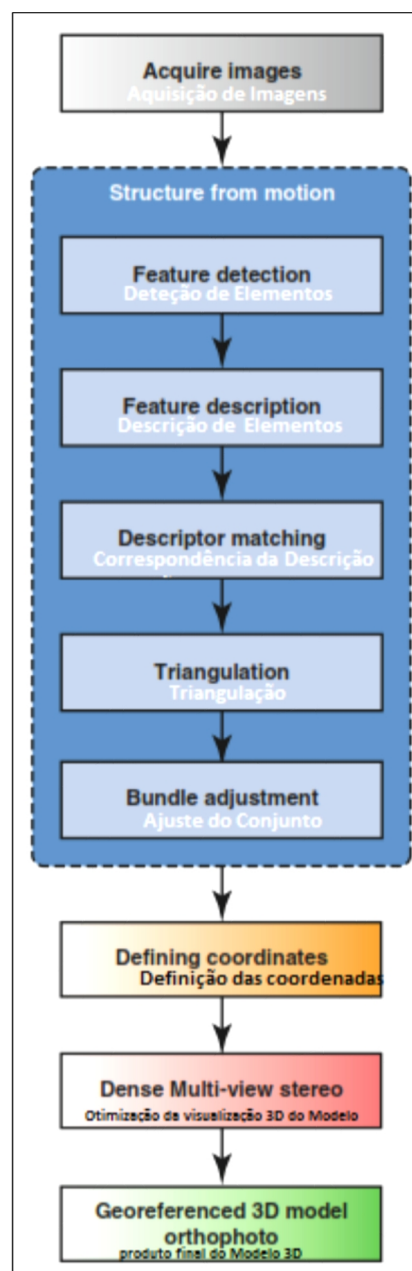


Figura 22 - Etapas do SfM + MVS.

Adaptado de Verhoeven, G. [et al.] 2013.

Na etapa da correspondência dos descritores (*descriptor matching*), os vetores descritivos são então correspondidos entre as várias imagens (exemplos representados na figura 23), através da agremiação de pontos de interesse e assim, de pares de imagens com elementos semelhantes (Verhoeven, G. [et al.], 2013).

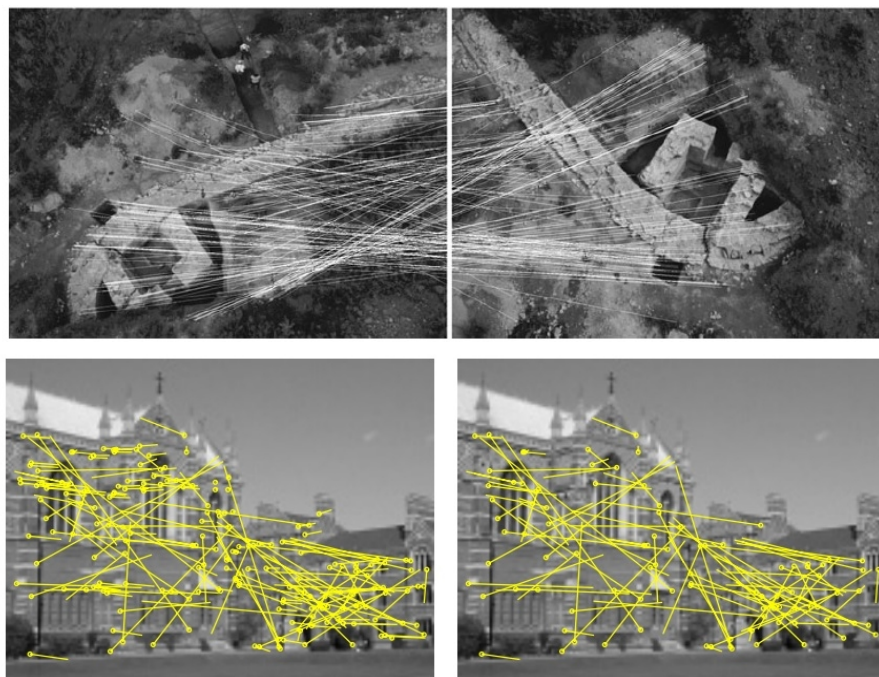


Figura 23 - Detecção e correspondência de pontos comum, realizado em programas incorporando o algoritmo ASIFT. Adaptado de Verhoeven, G. [et al.], 2013.

Na etapa da Triangulação, a técnica calcula a localização/ atribui coordenadas aos pontos criando uma nuvem tridimensional representando a estrutura da cena (Verhoeven, G. [et al.], 2013). A triangulação requiere o conhecimento da orientação interna e externa da imagem, que surge através da combinação de todas as orientações relativas em pares sob a forma de matriz fundamental.

A etapa *bundle adjustment* surge pela necessidade de tratar as imagens como um conjunto (*bundle*). Até este processo, as imagens eram tratadas aos pares, impossibilitando a utilização de todas as imagens sobrepostas. Com o ajustamento em conjunto é otimizada a estrutura tridimensional e a matriz de todas as imagens simultaneamente diminuindo assim erros de reprojeção (Verhoeven, G. [et al.], 2013) e a distância entre os pontos observados nos planos de imagem (figura 24).

É assim possível recuperar a estrutura da cena e as matrizes de projeção através da correspondência de imagens, sem prévio conhecimento das posições da câmara e orientação interna, colocando de lado a necessidade de calibração da máquina fotográfica durante a aquisição de dados (Verhoeven, G. [et al.], 2013).

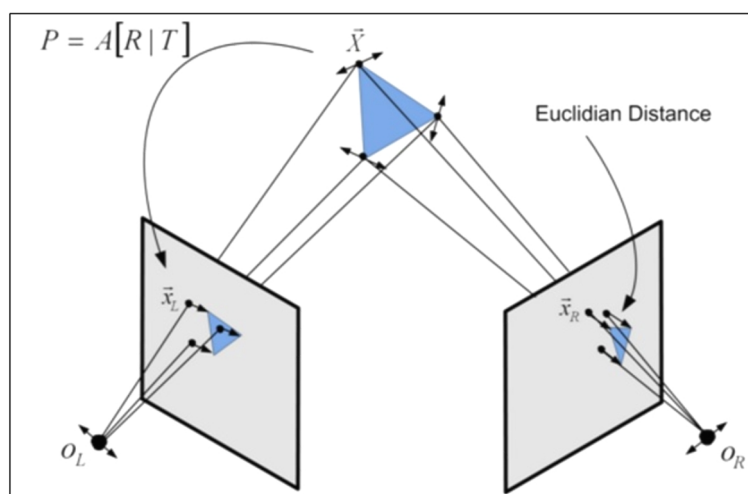


Figura 24 – Representação esquemática do ajuste de imagens em conjunto (*Bundle Adjustment*). Fonte:
<http://archimede.bibl.ulaval.ca/archimede/fichiers/25229/ch06.html#d0e1030>

É essencial entender que o *output* da técnica *SfM* é caracterizada por ser ambígua na escala da cena apresentada, ou seja, as projeções dos pontos da cena são apresentadas na escala e sistema de coordenadas locais adaptados à realidade. A escala é tão mais exata quanto o rigor nos dados adicionados. Segundo Verhoeven, G. [et al.], 2013, é possível aumentar o rigor da técnica *SfM*, utilizando para tal pontos de controlo (*ground control points*⁶ (GCPs)), ou posições da câmara com elevada precisão.

⁶ Os Ground Control Points (GCP), ou pontos de controlo, são pontos georreferenciados, no solo, cuja coordenada geográfica é precisa e com o máximo detalhe. Esta informação é crucial para orto retificar e corrigir geometricamente fotografia aérea e de satélite. <http://www.compassdatainc.com/what-are-ground-control-points/>. Consultado em 13 de Abril de 2016.

A utilização de pontos de controlo é um processo prévio à aquisição de dados, onde através da utilização de um *GPS* de alta precisão, é possível por exemplo, identificar no terreno locais georreferenciados e assinalá-los de forma a tornarem-se perceptíveis nas imagens captadas. São uma solução para a correção de erros como desvios na câmara e localizações pontuais, evitando a instabilidade do algoritmo *bundle* (Remondino [et al.] 2012) e georreferenciando diretamente o modelo final. Nesta fase, uma representação esparsa 3D da cena é obtida através da reconstrução dos pontos de interesse. É então necessário o cálculo de um modelo 3D mais denso através da *Dense Multi-view Stereo* (*MVS*). O seu algoritmo opera nos valores do *pixel*, possibilitando a criação de modelos tridimensionais detalhados, também designados por (densas) nuvens de pontos sendo estes calculados através da (esparsa) nuvem de pontos (Verhoeven, G. [et al.], 2013). Segundo Seitz [et al.] (2006), o processo *MVS* pode ser realizado sob diversas variantes, adaptadas aos resultados finais pretendidos, com prós e contras geralmente em equilíbrio entre precisão, consistência versus rapidez no processamento.

Como resultado de todo o processo *SfM*, é remetido como *output*, um modelo tridimensional georreferenciado, sob forma de Modelo Digital de Terreno (MDT) uma vez que representa a topografia e todas as estruturas naturais e antrópicas da superfície. Através deste modelo podem ser gerados também ortofotomapas de enorme exatidão e exportada diversa informação referente ao terreno modelado (exemplo de produto obtido na figura 25).

A técnica *SfM* tem demonstrado possuir um fluxo de trabalho de grande automação tornando o processo de construção de Modelos 3D numa tarefa cada vez mais simplificada. Esta facilidade de uso tem sido bastante reforçada nos últimos anos pelo desenvolvimento de *software* livre, como é exemplo Microsoft Photosynth, ou por pacotes de baixos custos como o Photoscan (Agisoft Inc.), o 123D (Autodesk), o Bundler Photogrammetry Package, o PhotoModeler, entre outros (Neitzel, F. & Klonowski, J., 2011).

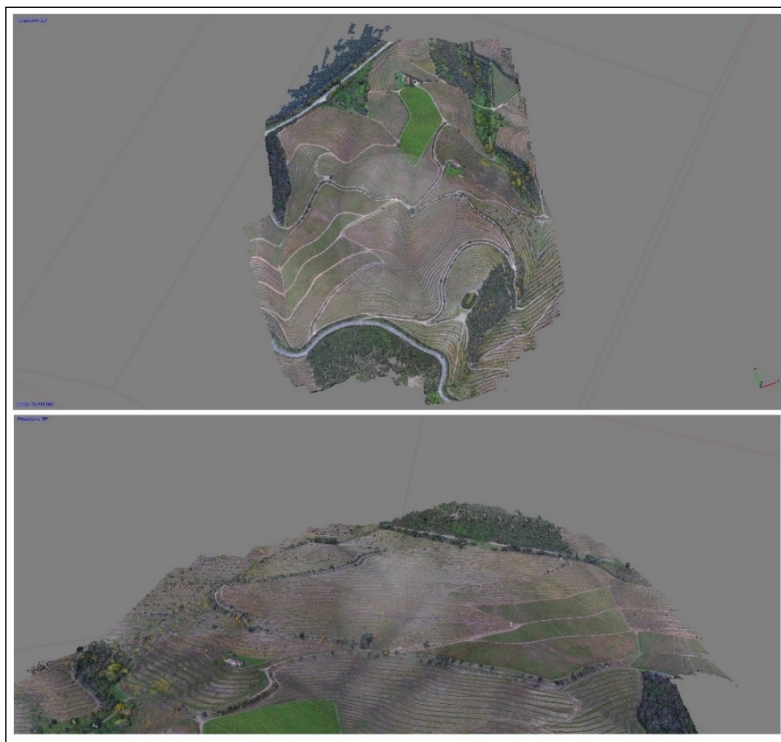


Figura 25 – Ortofotomapa tridimensional da área de estudo. Vista oblíqua e de topo. Elaborado em Software Agisoft Photoscan.

1.2 Fluxo de trabalho do Software

Como anteriormente explanado, os dois modelos de maior resolução (0.4m e 0.2m) surgiram do processamento digital das imagens obtidas recorrendo aos VANT.

O *Software* que serviu de suporte ao processamento foi o *Agisoft PhotoScan*, programa foi produzido pela empresa russa *Agisoft LLC*.

Constitui um produto comercial capaz de realizar o processamento fotogramétrico de imagens digitais criando informação espacial tridimensional a partir de imagens estáticas (Agisoft, L., 2016, Neitzel, F. & Klonowski, J., 2011).

Este programa tem a particularidade de operar de forma bastante automática, apesar de aceitar parâmetros introduzidos manualmente pelo utilizador (Verhoeven, G., 2011). Os processos apresentam-se bastante morosos (chegando mesmo a várias dezenas de horas) dependendo do tamanho das imagens inseridas, da dimensão da área em análise, qualidade e detalhe desejados.

Apesar de concebido para reconstrução de objetos, vários autores da área das geociências revelam que este *software* tem revelado resultados positivos no processamento de imagens aéreas (Verhoeven, G., 2011; Verhoeven, G. [et al.] 2013; Fonstad [et al.] 2013; Javernick, L. [et al.] 2014; Johnson, K., [et al.] 2014; Carrera, J., [et al.] 2016). Os seus algoritmos de processamento digital das imagens utilizam as técnicas *SfM* e *dense stereo-reconstruction* (já descritas anteriormente).

São discriminadas as etapas principais na construção dos Modelos Digitais de Terreno (pixel de 0.40m e 0.20m) desde a aquisição das imagens até a correção dos modelos finais.

O processo de seleção das imagens obtidas através do VANT, devem ser cuidado uma vez que a qualidade das mesmas será refletida no modelo final. Devem ser descartadas todas as imagens que não cumprem os requisitos necessários ao trabalho, seja relacionado com a exposição da luz, com a focagem errada, com diferenças de altitude na sua captura (as oscilações ocorridas durante o voo, na aterragem/descolagem), imagens que não cubram as áreas de estudo (Neitzel, F. & Klonowski, J., 2011) ou outros fatores que influenciam a interpretação digital da imagem (exemplos demonstrados pela figura 26). Para a construção dos modelos foram utilizadas um total de 413 fotografias.

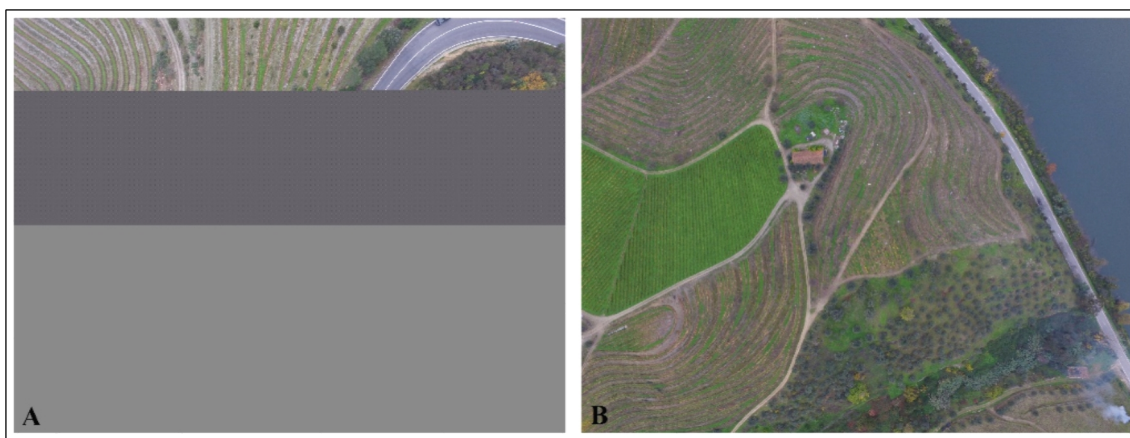


Figura 26 – Exemplos de imagens descartadas do processamento. A – erro da câmara na captura. B- a fogueira influência a representação do pixel das áreas envolventes.

O *software* comporta quatro etapas fundamentais:

1. Alinhamento das fotografias (*Align Photos*);
2. Construção da nuvem densa de pontos (*Build Dense Cloud*);
3. Construção do modelo 3D (*Build Mesh*);
4. Construção da textura (*Build Texture*).

Na etapa referente ao alinhamento das fotografias (*Align Photos*), são identificados os *keypoints* (conceito já abordado) das fotografias de forma a combinar e calibrar a posição de cada imagem no espaço (figura 27, 1). A técnica *SFM* “*depende da acurácia do posicionamento das fotografias sendo a sua estimação próxima uma das componentes centrais da técnica*” (Hartley & Zisserman, 2004; Szeliski, 2010, in Verhoeven, G., 2011, p.68). Uma vez utilizada máquina fotográfica com GPS incorporado, as fotografias inseridas continham individualmente referência espacial (ficheiro EXIF), o que reflete uma mais-valia para a precisão espacial na combinação e sobreposição das imagens. Surte deste processo uma nuvem de pontos dispersa e o conjunto de posições da câmara, importantes para a etapa seguinte. O sistema de coordenadas utilizado para as imagens foi o ETRS 89 Portugal TM06. O parâmetro de precisão selecionado foi aquele que incorpora maior precisão (“*High*”) pelo que o tempo de processamento refletiu a qualidade espectável (processo demorado).

O passo seguinte consiste na implementação dos pontos de controlo (GCP) através da ferramenta “*Place Markers*”. Existiu uma disposição prévia dos mesmos no terreno (figura 28) assim como o levantamento GPS das suas coordenadas. Foram marcados em campo o total de 8 pontos. No *software* as coordenadas das suas localizações foram inseridas através do ficheiro de texto separado por tabulações (formato .txt).

Os marcadores têm por objetivo minimizar a distorção que possa vir a recorrer do alinhamento das fotografias.

Estes são automaticamente predispostos em cada imagem que represente as suas coordenadas, sendo necessário em algumas fotografias a sua correção manual. De referir que o sistema de coordenadas deverá ser o mesmo das fotografias previamente inseridas.

A etapa seguinte aborda a construção da nuvem densa de pontos (*Build Dense Cloud*) (figura 27, 2), baseada no algoritmo MVS (Verhoeven, G. [et al.], 2013). É uma etapa automática sendo a lógica dos parâmetros de seleção a mesma: maior a qualidade pretendida, maior o tempo do processamento.

A terceira etapa refere a construção do modelo tridimensional (*Build Mesh*) (figura 27, 3). A partir da nuvem de pontos é construída a malha poligonal e tridimensional da cena. Nesta fase foi feita a classificação manual da vegetação por fotointerpretação, uma vez que para a modelação de processos de instabilidade é necessária apenas a informação referente a altura do solo sem influência altimétrica da vegetação (figura 27, 4). Desta forma pretende-se apenas classificar as áreas pertencentes a classe “ground”.

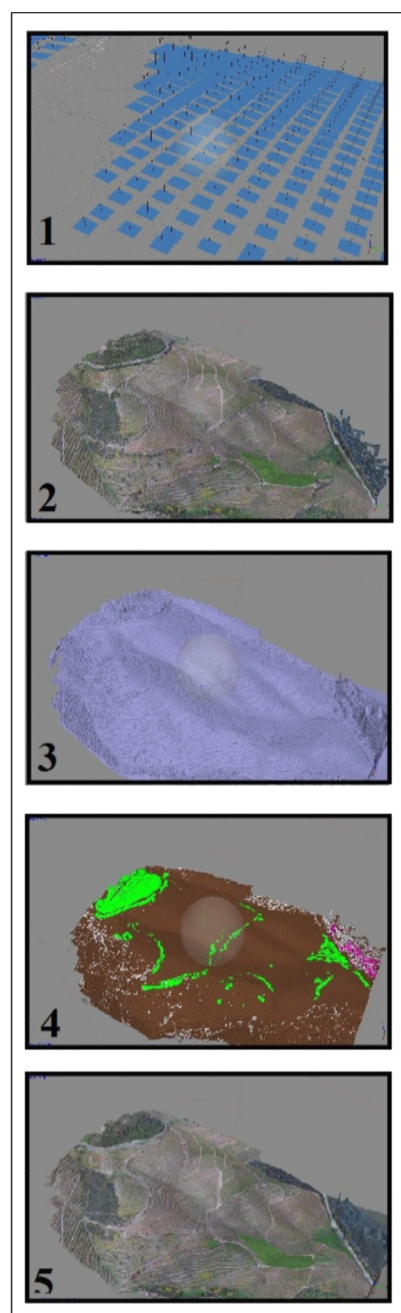


Figura 27 – Workflow do programa
Agisoft Photoscan



Figura 28 – Exemplos da disposição de Pontos de Controlo no campo.

As áreas referentes aos espaços artificializados (“buildings”) não foram alvo de classificação uma vez que não influenciam o modelo no que concerne a área experimental. A classificação automática foi também testada mas auferia resultados menos precisos na classificação destas áreas.

A Construção da textura (*Build Texture*) é a etapa final a considerar. Os resultados podem ser exportados sob a forma de ortofoto ou Modelo Digital de Superfície cuja resolução é parametrizada manualmente pelo utilizador. O *software* produz também um relatório acerca do processamento e parametrizações utilizadas (*Anexo I*).

O modelo final foi ainda alvo de correções altimétricas das áreas que contemplam a classificação manual da vegetação (ver subcapítulo seguinte).

1.3 Correção dos Modelos

A correção dos modelos de grande resolução (0.40m e 0.20m) surge da necessidade de criar um modelo hidrológico de grande rigor, por forma a minimizar erros no cálculo das direções do escoamento. As áreas de contribuição apresentam-se como um dos fatores topográficos utilizados na modelação demonstrada neste estudo (ver capítulo 3. Construção e Processamento dos Parâmetros de Suscetibilidade, 3.1.2 Áreas de Contribuição) sendo essas áreas derivadas deste mesmo modelo hidrológico.

Uma vez que os Modelos Digitais de Superfície derivados do *software Agisoft* apresentam grande detalhe, são evidentes elevações altimétricas no que refere a existência de vegetação. A já explanada classificação manual da vegetação realizada no *software Agisoft* repercute-se necessária para esta etapa da correção, uma vez que devem ser eliminadas as elevações do topo da superfície (refletida) das árvores e qualquer outro tipo de vegetação que se encontre elevada face à superfície topográfica.



Figura 29 – Levantamento GPS ao nível do solo nas áreas com vegetação.

Para a correção foi realizado levantamento GPS (18 de Fevereiro de 2016) das áreas classificadas com vegetação (figura 29). Deste levantamento foram obtidos os dados altimétricos referentes ao nível do solo descartando assim as alturas da vegetação que se encontravam elevadas face ao solo.

No *software Agisoft*, foi exportada a “*Dense Cloud*” em formato ASPRS LAS (.Las). Uma vez feita a seleção prévia da classe “*Ground*”, a classe referente a vegetação não foi contemplada na exportação, tendo na prática perdido a sua informação altimétrica.

Segue-se a conversão para pontos do ficheiro LAS exportado, através da ferramenta “LAS to Multipoint” no *software ArcGIS 10* (3D Analyst Tools).

Foi então efetuada a união entre os pontos referentes ao levantamento GPS e a nuvem de pontos previamente existente (ferramenta “Terrain”, ArcGIS 10). Aos espaços “vazios” referentes as áreas de vegetação do ficheiro original LAS, foram interpolados os valores dos pontos GPS dessas mesmas áreas.

A correção realizada demonstrou-se de enorme importância uma vez que as alterações altimétricas efetuadas surtiram melhorias para a modelação. São apresentadas em detalhe dois exemplos de áreas onde a existência dos valores altimétricos de duas árvores “bloqueavam” ou redirecionavam de forma errada o percurso do escoamento (figura 30).

A figura 30 (1.) representa o percurso do escoamento e respetiva bacia hidrográfica elaborada a partir do modelo original de 0.20m de resolução. Comparando com o modelo de mesma resolução corrigido (figura 30 (2.)), observam-se diferenças visíveis na modelação dos percursos de drenagem. No modelo corrigido, a direção dos fluxos não encontra valores altimétricos das copas das árvores (como no modelo original), mas sim, valores à superfície (onde ocorre o escoamento) sendo estes, os pretendidos para a modelação de processos de instabilidade.

A figura 30 (3.) representa a mesma informação e resultados gerais semelhantes, desta vez representadas através do modelo original de 0.40m de resolução. As diferenças nos trajetos do escoamento são de maior ênfase quando comparadas com o modelo de 0.20m. Na área da amostra nº1 da figura 30 o caminho do escoamento no modelo original (3.) tem tendência a contornar a árvore existente no local. Contrariamente, o modelo corrigido (4.) observa (em aproximação com a realidade), que o escoamento atravessa a

árvore uma vez que não considera as elevações da vegetação face aos valores altimétricos à superfície.

Os modelos corrigidos conseguiram também maior exatidão na modelação das bacias hidrográficas sendo a sua configuração diretamente relacionada com os “caminhos” do escoamento superficial. É importante referir a enorme discrepância da morfologia da bacia comparando o modelo de 0.40m original (figura 30 (3.)) e o modelo de 0.40m corrigido (figura 30 (4.)). A bacia produzida com recurso ao modelo original (figura 30 (3.)) demonstra uma área significativamente inferior. Os valores altimétricos da vegetação representados na área da amostra nº2 denotam o efeito bloqueador do percurso do escoamento e desta forma, influenciando a modelação da bacia hidrográfica. A figura 30 (3.)) demonstra a influência notória da correção do modelo na morfologia e área da bacia hidrográfica.

Dadas as conclusões obtidas, opta-se por dar seguimento ao fluxo de trabalho utilizando os modelos corrigidos uma vez que prescrevem o grau de exatidão necessários para a modelação posterior da suscetibilidade.

É de auferir que uma vez descartados os valores altimétricos referentes à vegetação (pelo facto destes gerarem picos e/ou depressões incompatíveis com as feições reais encontradas ao nível do solo), o Modelo Digital de Superfície original sofreu conversão para Modelo Digital de Terreno.

Acrescenta-se também que a correção altimétrica não foi realizada aos modelos de menor resolução. A generalização destes face à altimetria cartografada, acaba por tornar impercetível o ruído causado pelas copas das árvores e construções observadas na área experimental.

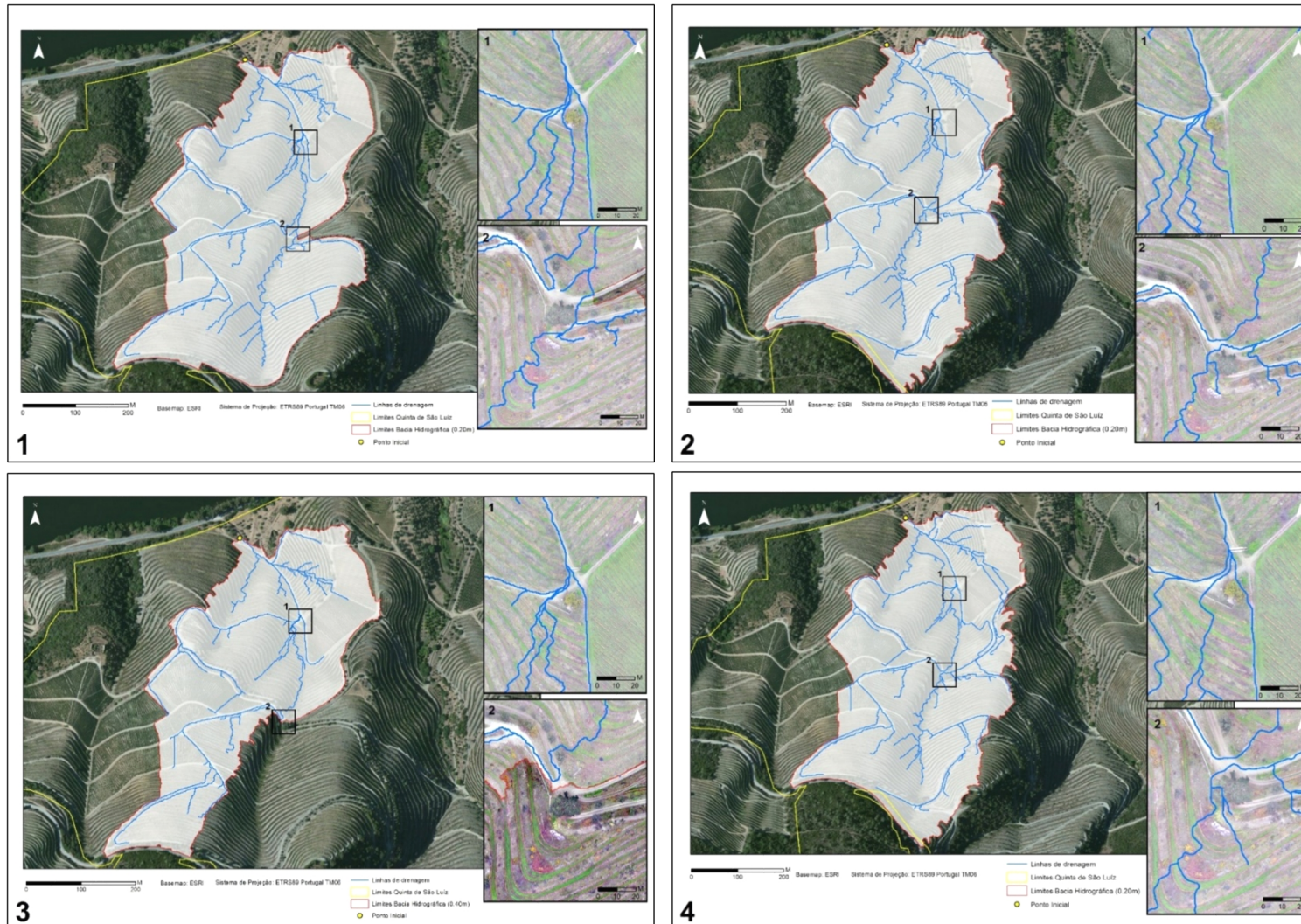


Figura 30 – Modelação da bacia hidrográfica (pré e pós correção dos modelos) e respetiva direção do escoamento: detalhe em áreas com vegetação. 1. Modelo 0.20m, modelo original; 2. Modelo 0.20m, modelo final corrigido. 3. Modelo 0.40m, modelo original; 4. Modelo 0.40m, modelo final corrigido.

CAPITULO IV - METODOLOGIAS PARA A INVESTIGAÇÃO

A figura 31 mostra o esquema metodológico adotado para o desenvolvimento da presente dissertação. As diferentes etapas processuais são explanadas em pormenor no decorrer deste capítulo.

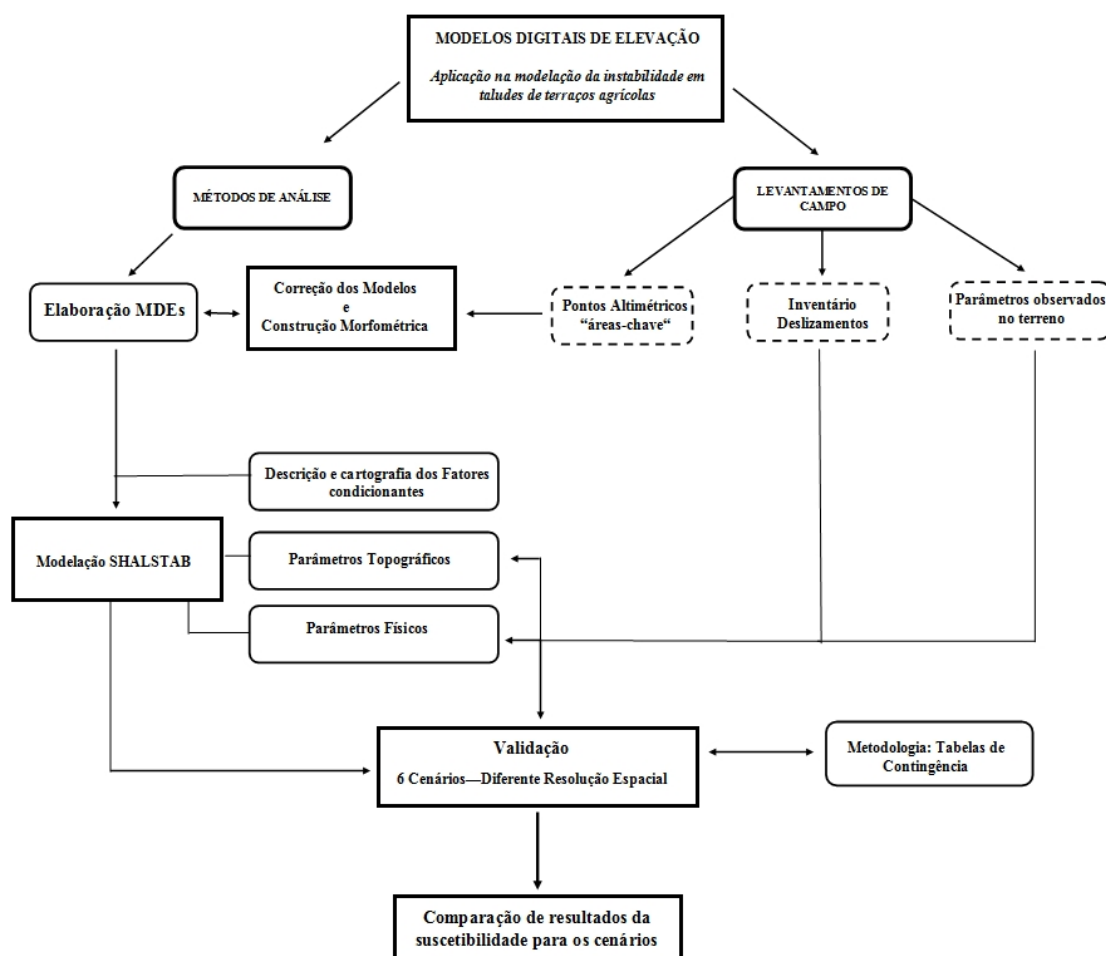


Figura 31 - Fluxo de Trabalho adotado.

1. Inventário

Segundo Zêzere (2005) os inventários das ocorrências de instabilidade são baseados pelo registo em ficha-tipo (ver anexo 2 - Ficha Inventário de Movimentos de Vertente) acerca dos movimentos de vertente. A localização geográfica, tipologia, características do movimento, causas, critérios morfológicos e pedológicos são algumas das características passíveis de serem caracterizadas.

Para este estudo foi utilizado o inventário de ocorrências de instabilidade realizado no âmbito do projeto CloudMapper. O objetivo deste procedimento de cartografia indireta é a validação de todo o conjunto cartográfico elaborado através do modelo matemático utilizado.

Autores como Guzzetti [*et al.*], 1999; Van Westen, 2004; Van Westen, 2006, defendem que os mapas de inventário apresentam-se como solução eficaz na validação de produtos da modelagem matemática, pela simplicidade na análise da distribuição dos deslizamentos na paisagem. A validação é realizada pela sobreposição do inventário com as modelações de suscetibilidade produzidos sendo possível desta forma, testar a fiabilidade dos diferentes Modelos Digitais de Elevação utilizados.

Foi registado um total de 353 pontos de instabilidade referindo-se a deslizamentos translacionais. O levantamento foi realizado entre Outubro de 2015 e Janeiro de 2016, tendo sido considerados vários aspetos entre os quais: a localização geográfica, o tipo, dimensões do deslizamento (largura, comprimento e profundidade) e o seu registo fotográfico (figura 32).

É importante referir que para o mapeamento (figura 33) os deslizamentos foram representados sob o formato vetorial, através da representação por pontos uma vez que este formato foi diretamente obtido através dos dados de base processados pelo GPS utilizado.

Apesar de cientes de que os deslizamentos translacionais consistem em movimentos de materiais dispostos ao longo de planos de rutura, e como tal, predispostos numa “área”, optou-se pela não utilização de um polígono. Tendo em conta a grande escala de análise e a pequena dimensão dos deslizamentos inventariados (de notar principalmente nos modelos construídos de 0.20m e 0.40m), a representação dos

deslizamentos em formato ponto não implica grandes distorções face à realidade, desta forma apresentando importância pouco significativa na validação final.



Figura 32 - Exemplos de processos de instabilidade levantados no inventário. Figura A e B representam uma queda de muro associada a um deslizamento. Figura C - área de deslizamento translacional. Fonte: Projeto CloudMapper.

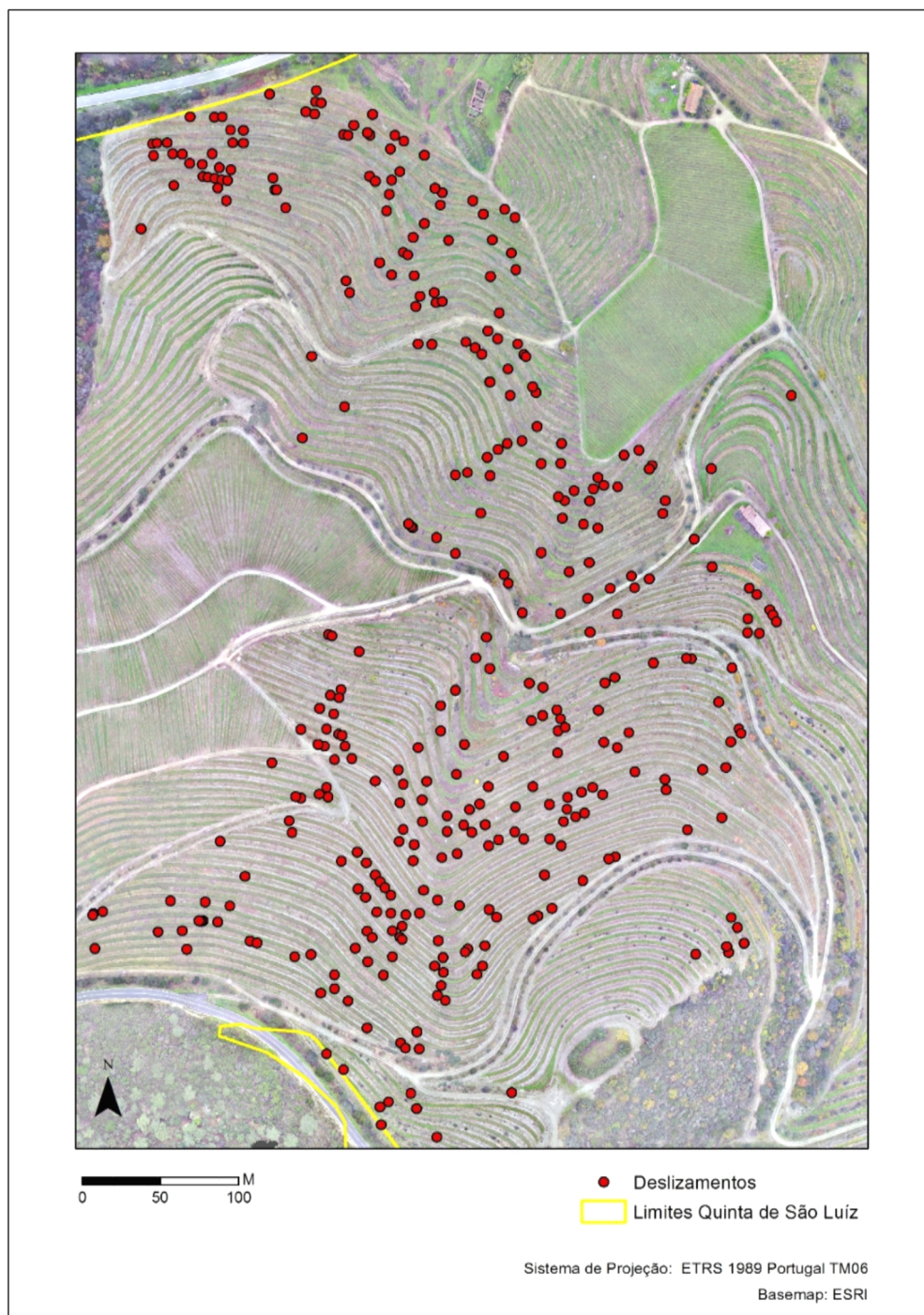


Figura 33 - Inventário de movimentos de vertente. Fonte do inventário: Projeto CloudMapper

2. Análise Morfométrica da Área Experimental

São discutidas e apresentadas neste ponto, com apoio de produção cartográfica, as diferenças na morfometria das bacias hidrográficas modeladas através dos quatro Modelos Digitais analisados.

A bacia hidrográfica delimitada para cada um dos modelos, apresenta uma morfometria distinta, evidenciando desde logo a importância do critério da resolução espacial para o presente estudo. A maior resolução dos modelos evidencia maior diferenciação na representação das pequenas variações na rede hidrográfica, com influência direta na delimitação das bacias.

A delimitação hidrográfica surge numa etapa importante uma vez que os seus limites representam também, a área experimental a representar para cada modelo digital utilizado, na análise da suscetibilidade assim como os limites a considerar para os deslizamentos inventariados. Assim, para a validação, cada modelo irá considerar exclusivamente o número total de deslizamentos inseridos nos limites construídos para cada modelo digital de elevação. Em exemplo, a modelação A (0.20m de resolução) foi validado com um total de 291 deslizamentos. A modelação D (5 metros de resolução) apenas utiliza 260 do total de deslizamentos inventariados, uma vez que este valor é o registo real observado, para a delimitação da bacia hidrográfica neste modelo.

A construção dos parâmetros morfométricos foi realizada com recurso à *toolbox* do *Software* ArcGIS®, ferramenta: *Arc Hydro Tools*. Esta extensão utilizada para a definição automática dos cursos de água e respetivas bacias hidrográficas, conta como método de cálculo das áreas de contribuição o algoritmo D8 apresentado por O'Callaghan & Mark (1984) (ver capítulo 3. Construção e Processamento dos Parâmetros de Suscetibilidade; 3.1.2 Áreas de Contribuição).

O fluxo de trabalho para a delimitação das bacias hidrográficas abrange todas as etapas presentes na figura 34. Iniciou-se pela ferramenta *Fill Sinks*, de forma a preencher depressões nos modelos de base, evitando potenciais erros na criação da rede de



Figura 34- Workflow para a delimitação de bacias hidrográficas utilizando a ferramenta *Arc Hydro Tools*, *Software* ArcGIS®

drenagem continua.

A ferramenta *Flow Direction* calcula a direção do fluxo para a grid segundo o método D8, implementado na ferramenta *Arc Hydro Tools* (ver descrição do método, subcapítulo 3.1.2 Áreas de Contribuição). Segundo a etapa *Flow Accumulation*, é calculada uma grelha comportando o fluxo acumulado em que para cada célula da grelha, é contido o número acumulado de células a montante desta.

Para a etapa *Stream Definition* é calculada uma grelha de fluxo com base na grelha do fluxo acumulado anteriormente construída, segundo um limite específico imposto pelo utilizador. O valor padronizado do limite para cada um dos quatro MDE utilizados foi de 1km², sendo que, quanto menor esta área maior será a densidade da rede de fluxo. Foi ainda testado um valor limite de 250m² contudo optou-se pelo valor anterior dada a reduzida dimensão da área experimental face ao enorme pormenor da rede de drenagem criado através desta condição.

A linha de drenagem é concluída mediante a etapa *Drainage Line Processing*. A função *Adjoint Catchment Processing* processa vários polígonos referentes a micro bacias criadas com base em cada local de captação permitindo acelerar o processamento da etapa seguinte referente ao *Drainage Point Processing*. Esta função permite gerar pontos de drenagem associados ao micro bacias anteriormente delimitadas. Os pontos representam as confluências nas linhas de drenagem, representando de certa forma, os locais onde é alterada o valor da ordem da rede hidrográfica.

Na função *Batch Point Generation*, o utilizador coloca um ponto no local de começo da bacia hidrográfica desta forma as bacias hidrográficas para os 4 modelos foram geradas a partir de um mesmo ponto de convergência do fluxo de drenagem (ver ponto representado a amarelo, figura 35). Terminadas todas as etapas anteriores, é delimitada a bacia hidrográfica (*Watershed Delineation*).

Estes processos foram elaborados para os diferentes MDEs em análise, refletindo-se na representação cartográfica da figura 35 onde são evidenciadas os diferentes contrastes morfométricos de cada bacia hidrográfica delimitada.

Em observação da figura, é evidente a influência da resolução nomeadamente se compararmos os dois modelos de 0.20m e 0.40m (Modelo A e B respetivamente) com os dois outros modelos de 1m e 5m (Modelo C e D respetivamente). É visível o detalhe na

delimitação das bacias hidrográficas para os modelos de maior resolução, cujos limites infletem nos traçados dos caminhos de acesso tendencialmente aplanados. A delimitação morfométrica rege-se incondicionalmente desta forma pela projeção das linhas de drenagem (direção do fluxo de drenagem) que encontram nos caminhos de acesso essa mesma tendência para o seu desenvolvimento. Já nos modelos de menor resolução, a direção do fluxo segue tendencialmente pela concavidade da bacia refletindo uma vez mais a importância dos valores altimétricos dos modelos. Desta forma, a morfometria das bacias geradas pelos modelos de menor resolução apresentam-se mais estreitas no plano E-W, sendo tendencialmente mais compridas no sentido N-S.

Repare-se ainda na morfometria automaticamente delimitada no modelo D onde pela generalização da dimensão do *pixel* (5 metros), os limites da bacia a Oeste seguem um traçado genericamente retilíneo e como tal pouco pormenorizado face as diferenças altimétricas existentes na vertente.

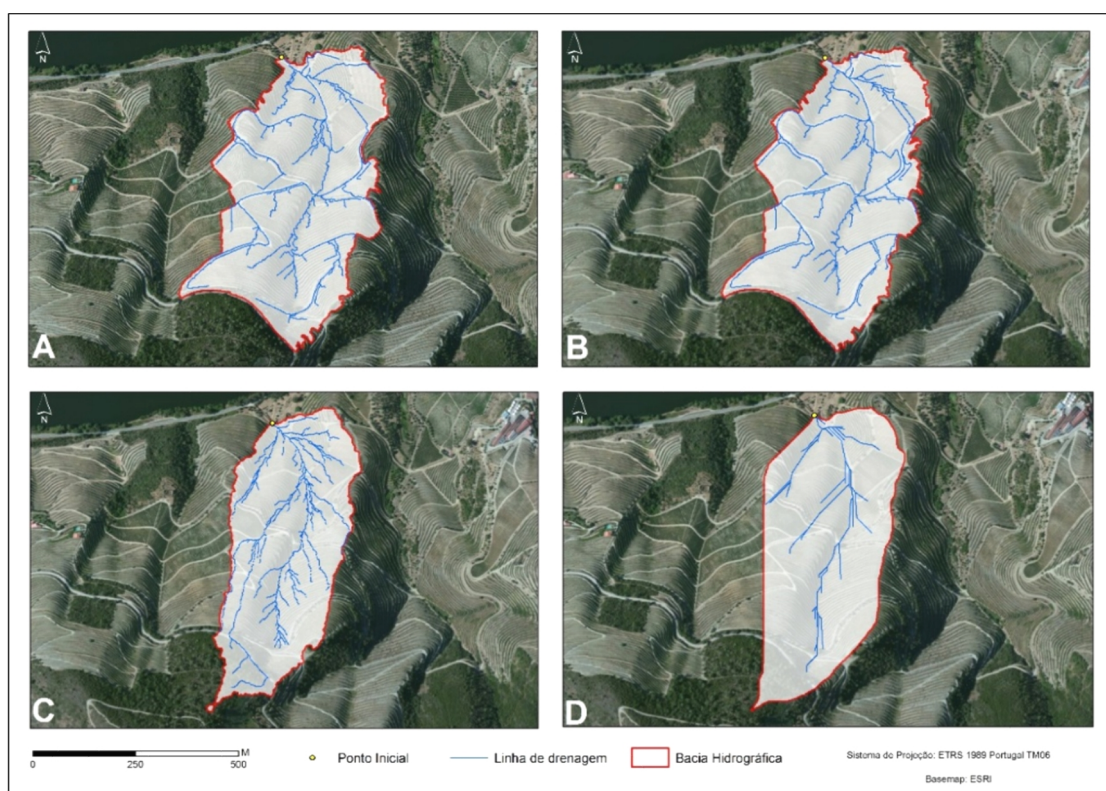


Figura 35 –Morfometria da Bacia Hidrográfica na perspetiva dos diferentes modelos e suas resoluções espaciais.

A – Modelo de 0.20m; B- Modelo de 0.40m; C- Modelo de 1m; D- Modelo de 5m.

Foi ainda elaborada uma análise comparativa de várias questões hidrográficas, nomeadamente no que concerne a análise linear da rede hidrográfica gerada através da caixa de ferramentas Arc Hydro Tools do *Software* ArcGIS®, bem como uma análise da área relacionada com a geometria da bacia hidrográfica delimitada (tabelas 5 e 6). Esta análise torna-se pertinente na medida em que a geração de escoamento superficial, por exemplo, é diretamente influenciada por aspetos geométricos da topografia da bacia, ou seja, pelos Modelos Digitais de Elevação (MDE) utilizados.

Foram apenas considerados os parâmetros que revelam maior importância para este tipo de abordagem comparativa. Esta análise, apesar de não se encontrar diretamente relacionada com a análise da suscetibilidade a movimentos de vertente, demonstra a capacidade de cada um dos modelos digitais na construção do modelo hidrológico que posteriormente utiliza o modelo SHALSTAB. Assim, é possível reter uma pré-visualização das diferenças que surtem resultados também estes diferenciados, para um dos fatores topográficos de maior destaque na avaliação da suscetibilidade: as áreas de contribuição (ver capítulo 3. Construção e Processamento dos Parâmetros de Suscetibilidade; 3.1.2 Áreas de Contribuição)

Abordando os resultados referentes à análise areal das bacias hidrográficas delimitadas para cada modelo, as principais conclusões decaem uma vez mais a premissa da resolução espacial dos modelos. As bacias hidrográficas de maior área são detidas pelos modelos de maior resolução pelo detalhe imposto dos mesmos face a delimitação mais genérica dos modelos de menor resolução (tabela 5).

O comprimento da bacia e o índice de circularidade demonstram-se diretamente proporcionais na medida em como fora já explicado anteriormente, o comprimento da bacia dos modelos de menor resolução é superior sendo a sua largura ligeiramente estreita em relação aos modelos de maior resolução. Esta premissa determina as bacias detidas dos modelos de menor resolução como mais próximas da forma circular, sendo o seu valor mais próximo do valor máximo de 1 (quanto mais aproximado deste valor, mais circular a bacia se considera).

No que respeita os resultados através da análise linear da rede hidrográfica obtida através da ferramenta *Arc Hydro Tools*, é necessário reter que a resolução espacial importa no detalhe da construção do traçado dos canais sendo o seu comprimento tão

mais adaptado a realidade quanto maior o grau de resolução dos modelos de base utilizados (tabela 6). A tendência do decréscimo do comprimento dos canais diminui em proporção desta mesma resolução espacial dos modelos. Esta diferenciação é perceptível diretamente por avaliação visual da cartografia produzida, em observação uma vez mais pela figura 35. É constatado que o número de segmentos da rede do modelo A é praticamente duplicado em relação aos segmentos do modelo D.

Relativamente a densidade de drenagem apresentada através da tabela 6, existe um forte contraste do modelo D face aos demais, uma vez que este cálculo está diretamente relacionado com o comprimento dos canais que no caso do modelo de 5m de resolução apresenta praticamente três vezes menos comprimento que os restantes.

Modelos Digitais	Índices da Bacia hidrográfica		
	Área da Bacia (A) Km ²	Comprimento da Bacia (L) M	Forma da Bacia - índice de circularidade
MDT 0.20m (A)	0,214	716,2	0,32
MDT 0.40m (B)	0,215	716	0,37
MDE 1m (C)	0,206	797,6	0,48
MDE 5m (D)	0,202	768,3	0,65

Tabela 5 - Análise areal da Bacia hidrográfica produzida para cada modelo.

Modelos Digitais	Índices e relações das redes hidrográficas					
	Relação de bifurcação			Comprimento do Rio Principal (m)	Densidade da Drenagem (Km/Km2)	Extensão do Percurso Superficial
MDT 0.20m (A)	Ordem Strahler	Nº de segmentos	Relação de bifurcação	212,5	31,8	15,88
	1	62	5,17			
	2	12	3			
	3	4	4			
	4	1	—			
MDT 0.40m (B)	1	67	4,19	202,5	30,4	15,21
	2	16	3,2			
	3	5	5			
	4	1	—			
	MDE 1m (C)	1	76			
2		10	5			
3		2	2			
4		1	—			
MDE 5m (D)		1	28	4,67	224	12,4
	2	6	6			
	3	1	—			

Modelos Digitais	Comprimento dos canais (Km)
MDT 0.20m (A)	6,79
MDT 0.40m (B)	6,52
MDE 1m (C)	6,34
MDE 5m (D)	2,51

Tabela 6 - Análise linear da rede hidrográfica produzida para cada modelo.

3. Processamento dos Parâmetros de Suscetibilidade

Os fatores topográficos e parâmetros físicos apresentados referem-se necessários para a modelação matemática de base física do modelo SHALSTAB. Os fatores topográficos surgiram dos quatro modelos digitais cartográficos de diferentes resoluções e fontes de informação (dois MDT de 0.20 e 0.40 metros de resolução e dois MDE de 1 e 5 metros de resolução) sendo a sua análise comparativa a grande premissa deste trabalho no contexto da modelação para a suscetibilidade a movimentos de vertente.

A cartografia dos fatores topográficos foi elaborada utilizando o *software* que incorpora a ferramenta para a modelação da suscetibilidade SHALSTAB, o SAGA GIS®.

3.1 Fatores Topográficos

O modelo SHALSTAB através do *software* SAGA GIS® utiliza como fatores condicionantes os declives e áreas de contribuição, representando a base de construção do modelo de estabilidade e hidrológico respetivamente. Sendo este modelo (SHALSTAB) aplicado no presente trabalho, serão seleccionados e apresentados exclusivamente os dois fatores condicionantes utilizados na sua modelação.

3.1.1 Declive

O fator topográfico referente à declividade do terreno é fundamental para a ocorrência de movimentos de vertente, pela influência que esta exerce na ação nas forças tangenciais dos modelos de estabilidade (Teixeira, M., 2012).

Para a construção cartográfica dos mapas de declives utilizamos a ferramenta *Slope* incorporado na janela *Geoprocessing (Slope, Aspect, Cuvature)* do *software* SAGA GIS®. O cálculo é processado inicialmente em radianos como unidade de medida, tendo sido posteriormente convertido em graus para representação cartográfica. O mapa foi classificado em 7 classes: <5°; 5 – 10°; 10 – 15°; 15 – 20°; 20 – 25°; 25 – 30° e >30° como apresentado na figura 36.

O mapa de declives do Modelo A (0.20m de resolução) apresentou declive

mínimo de 0° , declive máximo de 86° , declive médio de 22° e um desvio padrão de 15° . O mapa de declives do Modelo B (0.40m de resolução) devido a sua proximidade de resolução face ao modelo A, apresenta-se semelhante com um declive mínimo de 0° , um máximo de 83° , o declive médio de 21° e 15° de desvio padrão.

As estatísticas do modelo C (1m de resolução) são também bastante aproximadas dos dois modelos de maior resolução (A e B) cuja declividade mínima e máxima é de 0° e 82° respetivamente. A média auferi 23° e o desvio padrão, 12° .

Já o modelo D (5m de resolução) de menor detalhe, incorpora diferenças significativas no valor máximo do declive (0° de declive mínimo, 41° de máximo, 21° e 6° de declive médio e desvio padrão respetivamente).

Relativamente à representatividade de classes por parte dos 4 modelos digitais em análise, o modelo A e B demonstram maior representação espacial de áreas com declive superior a 30° ($>30^\circ$). No modelo A, a classe $>30^\circ$ ocupa cerca de 31% da área experimental, rodando os 6,6 ha (ver tabela do modelo A, figura 36). No modelo B esta mesma classe ($>30^\circ$) ocupa cerca de 29%, 6,3 ha. A expressão significativa desta classe face as demais demonstra a importância do detalhe da resolução, que neste caso concreto representa a morfologia dos patamares agrícolas da área experimental. Os fortes declives, evidentes pela construção dos terraços para disposição dos plantados vitivinícolas, são mais evidentes nestes dois modelos (A e B). Em observação uma vez mais da figura 36, é claramente visível que o detalhe dos terraços é diretamente proporcional à resolução dos modelos apresentados.

De menor expressão tanto para o modelo A como para o modelo B, são as classes 20 – 25° e 25 – 30° ocupando no modelo A, 8,9% da área (1,9ha) e 6,6% (1,4ha) respetivamente e de igual ordem para o modelo B, 9% (1,9ha) e 6,6% (1,4ha).

O modelo C, continua a demonstrar tendência de maior ocupação do solo pela classe de maior declive ($>30^\circ$) com 24,6% da área experimental, 5,1 ha, apesar de menos evidente dos modelos anteriormente descritos. Representa de forma distribuída todas as restantes classes, na ordem dos 15% de área ocupada para cada classe, sendo a classe mais baixa ($<5^\circ$) de pouca evidência ocupando 2,9% da área, cerca de 0,6ha.

O modelo D representa grande ocupação do solo pela classe 20 – 25° em cerca de 34,8% da área, 7ha, seguindo-se a classe de 15 – 20° com 21,6%, ocupando 4,4ha. De

forma pouco expressiva o modelo refere-se às duas classes com declives inferiores ($<5^\circ$ e $5 - 10^\circ$) ocupando respetivamente 0,6% da área (0,1ha) e 1,9% (0,4ha). A classe mais elevada ($>30^\circ$) é também pouco evidente (5,8%, 1,2ha).

Quando comparados os modelos com os deslizamentos inventariados no local é patente uma pré-visualização dos resultados finais uma vez que este fator topográfico será utilizado como modelo de estabilidade para a modelação no SHALSTAB (ver subcapítulo 4.1.1 Modelo de Estabilidade).

O modelo A e B apresentam mais de 97% dos deslizamentos inventariados nas áreas da classe de maior declive ($>30^\circ$), com um total de 283 em 291 deslizamentos inseridos dentro dos limites do modelo A e um total de 285 em 290 deslizamentos inseridos nos limites da área experimental do modelo B. Estes resultados constatarem desde já que estes dois modelos auferem grande capacidade de previsão dos deslizamentos inventariados, evidenciando-se estes como modelos de grande detalhe para a construção do modelo de estabilidade que posteriormente será utilizado na modelação.

O modelo C e D, face a sua menor resolução, evidencia uma distribuição mais uniforme dos deslizamentos inventariados por parte das várias classes de declives. O modelo C apresenta maior número de deslizamentos ocupados nas classes: $15 - 20^\circ$; $20 - 25^\circ$; $25 - 30^\circ$ e $> 30^\circ$ (ver percentagem na figura 36, modelo C) e menor número de deslizamentos ocorridos nas classes cujos declives são inferiores: $<5^\circ$; $5 - 10^\circ$; $10 - 15^\circ$. O modelo D apresenta particularmente maior expressão nas classes de $20 - 25^\circ$ e $25 - 30^\circ$ com mais de 36% de deslizamentos ocorridos nessas classes. Já nas classes de menor expressão estão: $5 - 10^\circ$ e $10 - 15^\circ$ e o destaque para a classe de menor declive ($<5^\circ$) que não apresenta nenhum dos deslizamentos inventariados.

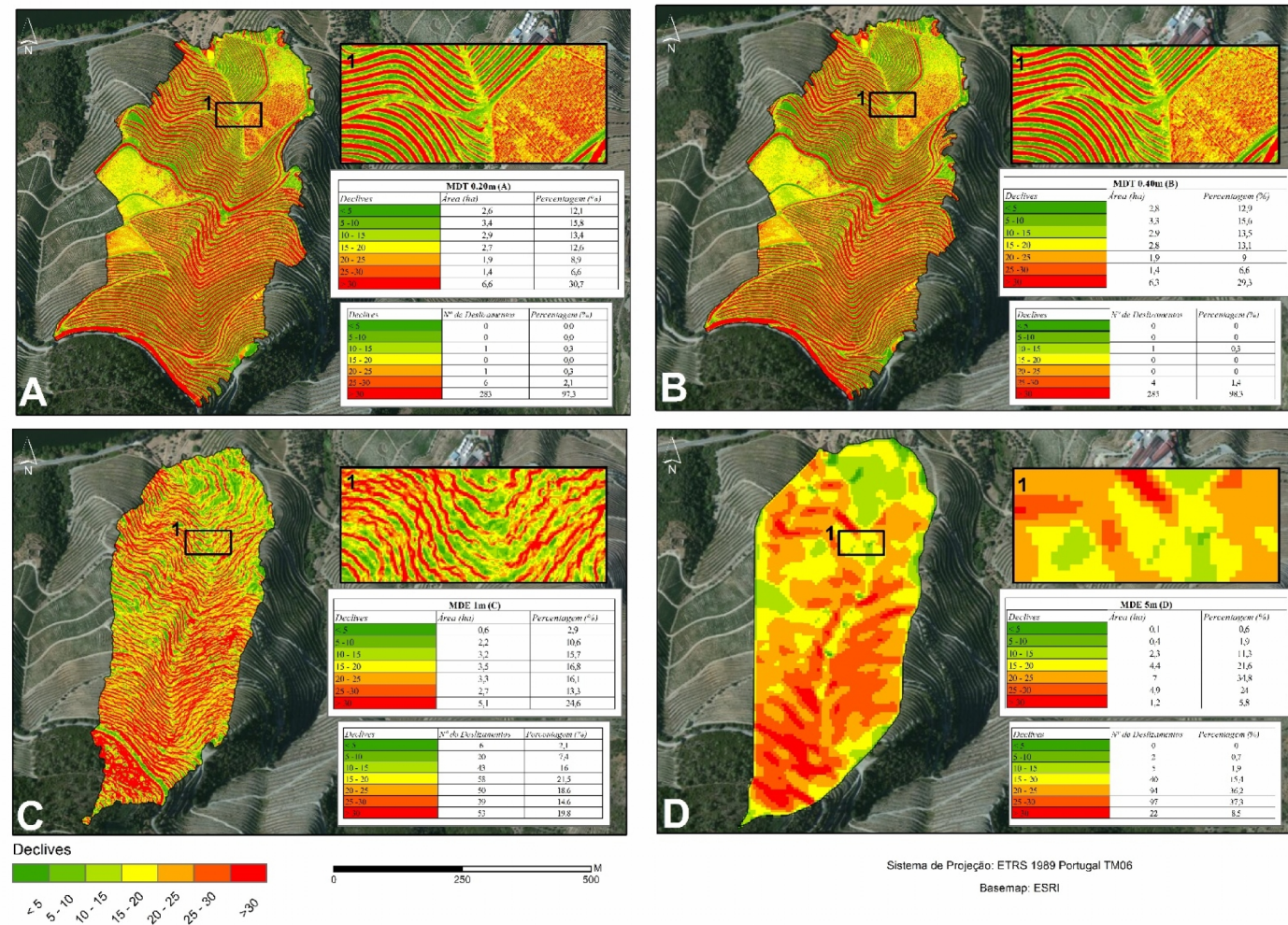


Figura 36 - Representação dos mapas de declives para cada modelo utilizado. A – MDE 0.20m de resolução; B- MDE 0.40m; C- MDE 1m; D- MDE 5m.

3.1.2 Áreas de Contribuição

O papel das áreas de contribuição demonstra-se de grande importância para a modelação matemática, uma vez que é utilizada e constitui a base cartográfica para a construção do modelo hidrológico que é utilizado no SHALSTAB (ver subcapítulo 4.1.2 Modelo Hidrológico). O seu papel na avaliação da suscetibilidade é significativo na medida em que as áreas de contribuição estão diretamente relacionadas com a concentração de fluxos de água sendo consecutivamente estas áreas, responsáveis pela saturação dos solos (Beven & Kirkby, 1979, O'Loughlin, 1986).

Várias metodologias para o cálculo da direção dos fluxos (flow direction) tem vindo a ser desenvolvidas por diversos autores. O método mais comum para o cálculo dos caminhos preferenciais de escoamento é o método do algoritmo MD8 (Quinn [et al.], 1991).

Os métodos utilizados na presente dissertação assentam no algoritmo D8 (utilizado pela ferramenta Arc Hydro Tools, ArcGIS®) para a construção da morfometria das bacias hidrográficas e no algoritmo MD8 para a modelação matemática da suscetibilidade em SAGA GIS®.

O objetivo não passa pela comparação de métodos mas sim pela imposição destes métodos distintos por parte dos diferentes *softwares* utilizados quer para a construção e análise morfométrica, quer para a modelação matemática de base física. Contudo, a utilização destas duas abordagens não aufere significativas diferenças para o objetivo final de comparação entre modelos digitais e como tal é passível de se proceder a sua utilização nas distintas fases do trabalho. São de seguida apresentados estes dois métodos utilizados:

O algoritmo D8 (Deterministic 8) foi introduzido por O'Callaghan e Mark em 1984, sendo o método mais simplificado. Sinteticamente, o seu método atribui a direção do fluxo para cada um dos oito pixéis vizinhos de menor declive, podendo estes se encontrar adjacentes ou na diagonal (Tarboton, 1997). O cálculo do valor da área de contribuição é realizado pela multiplicação da quantidade de células contribuintes pela

área de cada célula. Sofre como desvantagem o fato de distribuir os fluxos em apenas oito possíveis direções (Tarboton 1997) o que limita a representação real da direção dos fluxos. A sua simplificação na interpretação dos fluxos e eficácia sobretudo na relação que auferire entre a direção de fluxos e a rede de drenagem torna este método num dos mais usuais para este tipo de abordagem.

O método MD8 (*Multiple Flow Direction*) apresenta uma variante do método anteriormente explanado. Desenvolvido por Quinn [et al.] (1991), este método aloca o fluxo de forma fracionada e proporcional sobre todas as células vizinhas de menor declive. Apresenta maior robustez que o modelo D8 na medida em que procura de forma mais realista padrões espaciais, evitando a concentração de linhas de drenagem distintas (Zhao, G. [et al.], 2009). Como desvantagem, apresenta dispersão por todos os pixéis próximos com elevação mais baixa, uma vez que o fluxo a partir de uma célula é encaminhado para todas as células vizinhas inferiores (Tarboton, 1997).

Os mapas referentes às áreas de contribuição, apresentados através da figura 37, foram realizados com auxílio da ferramenta *08 Extended neighbourhoods - Catchment Areas* em SAGA GIS® utilizando o já explanado algoritmo MD8.

Foram classificadas para cada mapa, 9 classes de valor das áreas de contribuição: < 25; 25 – 50; 50 – 100; 100 – 200; 200 – 500; 500 – 1000; 1000 – 2000; 2000 – 4000; > 4000m².

Os modelos A e B apresentam registos bastante assemelhados no que concerne a área ocupada por cada classe. A classe < 25 m² assume prevalência na maioria da área representada pelos modelos, ocupando no modelo A e B respetivamente 98,4% (21ha) e 93,4% (20ha) (observado na tabela 7, A e B). Observa-se ainda uma maior tendência pela representação repartida pelas demais classes tanto em área como no registo de deslizamentos por classe, quanto menor a resolução dos modelos apresentados.

No que respeita a instabilidade das vertentes face as áreas contributivas modeladas, o modelo A e B apresentam praticamente todos os seus deslizamentos inventariados na classe inferior de <25m² (tabela 7, A e B) demonstrando neste caso que para o modelo hidrológico, a grande resolução acaba por limitar o processo da delimitação do fluxo de água e dos caminhos por ela percorridos. Observa-se em detalhe pela figura 37 (modelo A e B) que apenas fazendo uma aproximação às áreas de contribuição (janela

pormenor nº1) se identificam as feições dos caminhos preferenciais do escoamento, uma vez que de outra forma, o mapa apenas representa a classe inferior ($<25\text{m}^2$).

O modelo C apresenta comparativamente aos modelos anteriormente explanados, uma melhor apreensão dos caminhos preferenciais estruturando áreas de contribuição de maior distribuição pelas diferentes classes representadas.

A classe $<25\text{ m}^2$ continua a surtir maior representação ocupando 37,1% da área experimental do modelo digital, com 7,6ha. Seguem-se as classes 25 – 50 e 50 – 100 m^2 com cerca de 20% de área ocupada (aproximadamente 4ha). As classes de valor superior tendem a diminuir a sua representação em área percentual a medida que o seu valor aumenta (ver tabela 7, C). O número de deslizamentos inventariados é na sua grande maioria ocupado em áreas representadas pelas primeiras quatro classes da contribuição. Na classe $<25\text{ m}^2$ foram inventariados 21,5% dos deslizamentos com 58 ocorrências, a classe 25 – 50 m^2 apresenta 52 deslizamentos inventariados (19,3%), a classe 50 – 100 m^2 com a maior expressão, 74 deslizamentos (27,4% do total de ocorrências inventariadas) e a classe 100 – 200 m^2 ocupa 18,5% com 50 deslizamentos inventariados nas áreas representadas por esta classe.

O modelo D pela sua resolução inferior (5m), apresenta contrariamente aos demais apresentados, uma representação oposta no que concerne as classes inferiores, uma vez que a representação das classes de contribuição se dá na sua grande maioria nas classes intermédias e superiores. A classe de maior representação areal é a classe 200 – 500 m^2 ocupando 39,4% da área com 8ha seguindo-se a classe 500 – 1000 m^2 com 24,3% (4,9ha). Os deslizamentos inventariados refletem-se nestas mesmas classes, com o registo de 73 deslizamentos na classe 200 – 500 m^2 e 94 inseridos nas áreas representadas pela classe 500 – 1000 m^2 . Também as classes 1000 – 2000 m^2 e a classe $> 4000\text{ m}^2$ assumem relevância incluindo respetivamente nas suas áreas 34 e 39 dos deslizamentos inventariados.

Em oposição aos demais modelos, as áreas referentes às classes de menor valor contributivo (< 25 ; 25 – 50; 50 – 100 m^2) não apontam grandes referências a deslizamentos uma vez que também se apresentam praticamente inexistentes em termos de área.

MDT 0.20m (A)		
Áreas de Contribuição	Área (ha)	Percentagem (%)
< 25	21	98,4
25 - 50	0,2	0,9
50 - 100	0,1	0,4
100 - 200	0	0,2
200 - 500	0	0,1
500 - 1000	0	0
1000 - 2000	0	0
2000 - 4000	0	0
> 4000	0	0

Áreas de Contribuição	Nº de Deslizamentos	Percentagem (%)
< 25	291	100
25 - 50	0	0
50 - 100	0	0
100 - 200	0	0
200 - 500	0	0
500 - 1000	0	0
1000 - 2000	0	0
2000 - 4000	0	0
> 4000	0	0

MDT 0.40m (B)		
Áreas de Contribuição	Área (ha)	Percentagem (%)
< 25	20	93,4
25 - 50	0,7	3,5
50 - 100	0,4	1,7
100 - 200	0,2	0,8
200 - 500	0,1	0,5
500 - 1000	0	0,1
1000 - 2000	0	0,1
2000 - 4000	0	0
> 4000	0	0

Áreas de Contribuição	Nº de Deslizamentos	Percentagem (%)
< 25	281	96,9
25 - 50	7	2,4
50 - 100	2	0,7
100 - 200	0	0
200 - 500	0	0
500 - 1000	0	0
1000 - 2000	0	0
2000 - 4000	0	0
> 4000	0	0

MDT 1m (C)		
Áreas de Contribuição	Área (ha)	Percentagem (%)
< 25	7,6	37,1
25 - 50	4,3	20,9
50 - 100	4,3	21,1
100 - 200	2,4	11,8
200 - 500	1,2	5,7
500 - 1000	0,3	1,7
1000 - 2000	0,2	1
2000 - 4000	0,1	0,5
> 4000	0	0,2

Áreas de Contribuição	Nº de Deslizamentos	Percentagem (%)
< 25	58	21,5
25 - 50	52	19,3
50 - 100	74	27,4
100 - 200	50	18,5
200 - 500	23	8,5
500 - 1000	5	1,9
1000 - 2000	6	2,2
2000 - 4000	1	0,4
> 4000	1	0,4

MDE 5m (D)		
Áreas de Contribuição	Área (ha)	Percentagem (%)
< 25	0,1	0,3
25 - 50	0,1	0,6
50 - 100	0,5	2,6
100 - 200	2,9	14,5
200 - 500	8	39,4
500 - 1000	4,9	24,3
1000 - 2000	1,4	7,1
2000 - 4000	0,7	3,6
> 4000	1,5	7,6

Áreas de Contribuição	Nº de Deslizamentos	Percentagem (%)
< 25	0	0
25 - 50	0	0
50 - 100	1	0
100 - 200	12	5
200 - 500	73	28
500 - 1000	94	36
1000 - 2000	34	13
2000 - 4000	7	3
> 4000	39	15

Tabela 7 - Expressão das áreas de contribuição por classe e registo do número de deslizamentos ocorridos por classe das áreas de contribuição. MDEs A, B, C e D.

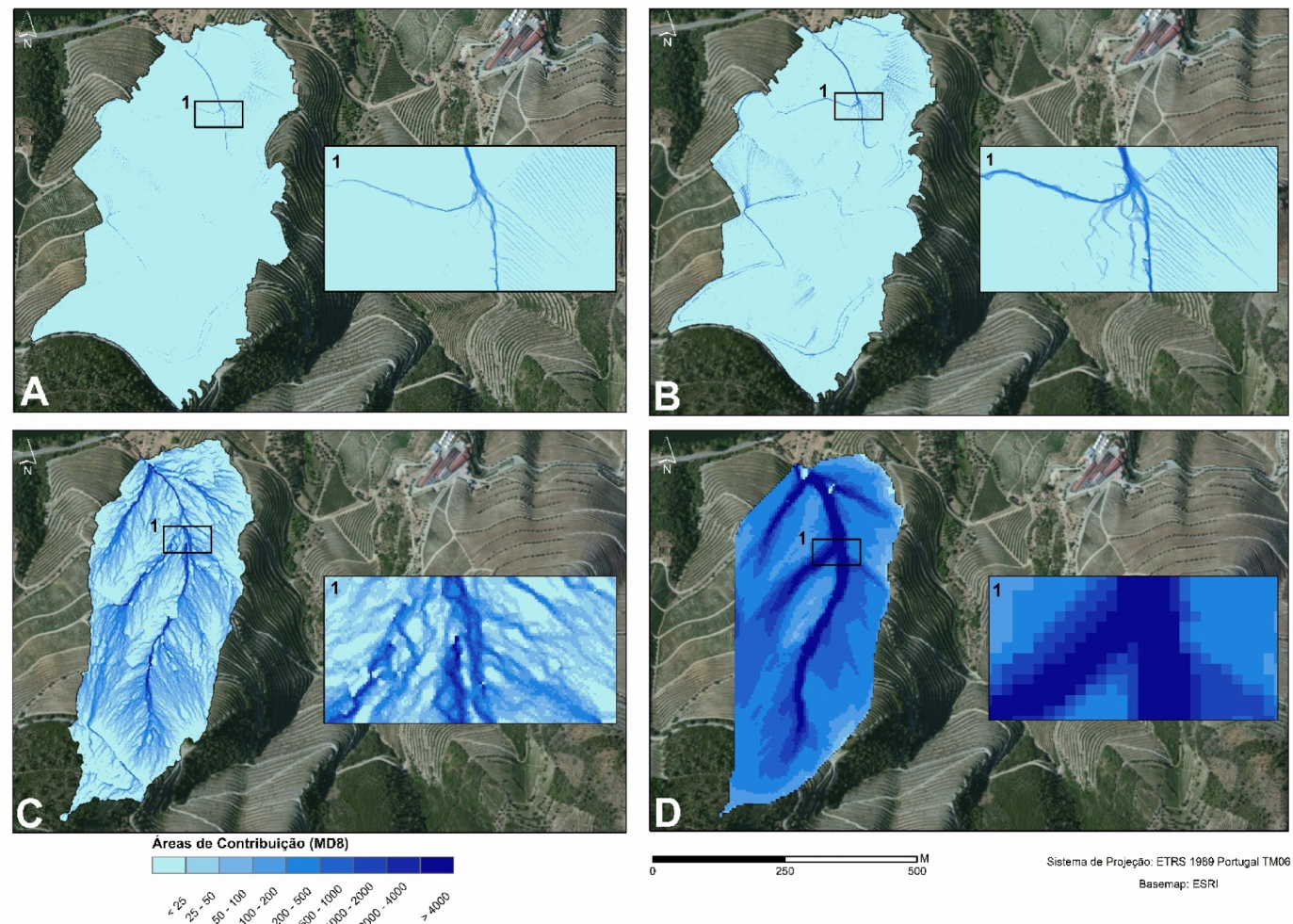


Figura 37 - Representação dos mapas referente às áreas de contribuição para cada modelo utilizado. A – MDE 0.20m de resolução; B- MDE 0.40m; C- MDE 1m; D- MDE 5m.

3.2 Parâmetros Geofísicos

Segundo o World Reference Base For Soil Resources (2006), salienta-se que a Quinta de São Luiz, onde se insere a área experimental em estudo, apresenta terrenos considerados antrossolos. A forte ação humana, presente através da utilização de maquinaria na armação do terreno para o cultivo vinhateiro, produz fortes alterações do solo.

Foram utilizados cinco parâmetros geofísicos de possível inserção pela versão utilizada do modelo SHALSTAB (tabela 8), sendo eles: o peso específico do solo; condutividade hidráulica; espessura do solo; ângulo de atrito e a coesão do solo.

Os valores do peso específico do solo e espessura do solo foram medidos no terreno. A coesão do solo foi calculada por retroanálise e os restantes parâmetros foram conseguidos através de consulta bibliográfica (condutividade hidráulica e ângulo de atrito interno).

Na versão do modelo SHALSTAB utilizada através do *software* SAGA GIS® é possível a inserção de valores máximos e mínimos destes mesmos parâmetros, o que influi melhor apuramento de resultados uma vez que os algoritmos do modelo calculam as variâncias entre o valor máximo e mínimo para cada píxel, mediante o aglomerado paramétrico inserido.

A inserção destes parâmetros permite compreender o comportamento hidrológico das vertentes inseridas na área experimental com o objetivo de simular a suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente nestas áreas.

3.2.1 Peso específico do Solo

O peso específico do solo (ρ_s) foi determinado através da recolha de 6 amostras de solo no terreno. Foi calculado o valor do solo húmido (saturado) uma vez que é o valor que o modelo SHALSTAB utiliza. O cálculo do peso específico foi calculado tendo em conta o peso e volume do tubo. O valor inicialmente em kN/m^3 foi convertido em g/m^3 , unidade de medida esta utilizada pela modelação.

O ρ_s utilizado para a área experimental, inserida na Quinta de São Luiz,

corresponde ao valor mínimo de $1,1 \text{ g/m}^3$ e de valor máximo $1,6 \text{ g/m}^3$. O trabalho de Faria, A., 2014, inserido na área de estudo da Quinta das Carvalhas, Alto Douro Vinhateiro, insere-se maioritariamente na unidade estratigráfica de formação de Bateiras, demonstrando valores de ρ_s na ordem dos $16,7 \text{ kN/m}^3$. A área em análise (inserida na mesma unidade estratigráfica) apresenta em semelhança, áreas de materiais mais grosseiros devido a uma maior percentagem de cascalho, possibilitando resultados de amostras semelhantes ao trabalho supracitado na ordem dos $15,8 \text{ kN/m}^3$ ($1,6 \text{ g/m}^3$).

3.2.2 Condutividade Hidráulica

A condutividade hidráulica apresenta-se como o parâmetro que mede o comportamento da circulação interna da água no solo homogêneo determinando a velocidade de circulação da água. A sua medição foi realizada através do Permeâmetro de Guelph nas camadas sub-superficiais (até 50 cm de profundidade) do solo sendo possível obter parâmetros hidrológicos como a Condutividade Hidráulica Saturada, Matriz de Fluxo Potencial e Parâmetro Alfa.

A modelação SHALSTAB utiliza o valor de condutividade Hidráulica Saturada (K_{fs}) que representa a velocidade média constante sobre a qual a água percorre, por unidade de tempo, em determinada seção do solo. O valor é geralmente expresso em cm/s , contudo existiu a necessidade por parte do *software*, de converter a unidade de medida para m/s .

Para o estudo, não nos foi possível proceder à medição da condutividade hidráulica saturada *in situ*. Os valores utilizados na modelação SHALSTAB partiram da pesquisa bibliográfica, em trabalhos cuja área de intervenção se aproxima da área de estudo aqui analisada (Fernandes, J. [et.al.], 2015). Em conformidade com os demais parâmetros, a modelação utiliza o valor mínimo e máximo para cada parâmetro geofísico.

A bacia hidrográfica modelada apresenta processos de escoamento interno predominantemente realizados através de caminhos preferenciais do solo contribuindo desta forma para um aumento da transmissividade nessas áreas. É possível observar que a transmissividade elevada coincide com os valores mais reduzidos da resistividade elétrica, indicando assim, que o solo se apresenta saturado nas áreas de caminhos preferenciais do solo (Fernandes, J. [et.al.], 2015). Atendendo a impossibilidade de

medição do K_{fs} para estas áreas, cuja transmissividade elevada conduz à saturação e instabilidade, foi atribuído o valor elevado (como valor máximo para a modelação SHALSTAB) de 2m/h de K_{fs} . O valor mínimo utilizado para K_{fs} foi de 0.20m/h.

3.2.3 Espessura do Solo

A espessura de solo instável (z) é considerada para a modelação matemática de base física apresentada. Em contexto com o uso predominante do solo da área em análise, a espessura do solo instável corresponde ao solo movimentado pela utilização de mecanização imposta pelo cultivo vinhateiro. As áreas de patamares com taludes de terra são as áreas onde este parâmetro geofísico define maior influência. Nestas áreas, a metade superior dos materiais do talude correspondem a materiais mobilizados pela construção da plataforma, que fazemos corresponder à espessura do solo a considerar.

Apesar de se demonstrar como parâmetro de valor constante, a versão utilizada do modelo SHALSTAB possibilita, tal como os demais parâmetros geofísicos, a inserção de valor máximo e mínimo. Como tal, foi estimado o valor mínimo de 1,5m e o valor máximo de 2 m de espessura.

3.2.4 Ângulo de Atrito Interno

O ângulo de atrito interno (Φ) corresponde ao ângulo de inclinação da linha de resistência ao cisalhamento em relação ao plano horizontal/ superfície topográfica. A definição deste parâmetro advém do modelo de Mohr-Coulomb para determinar a resistência interna dos materiais à pressão, contando para além do ângulo de atrito interno, a tensão normal (σ) e a coesão do solo (c'). (Geotechdata, 2013; Teixeira, M., 2012).

Autores como Faria, A., 2014 e Teixeira, M., 2012 determinaram o ângulo de atrito interno através do declive das cicatrizes dos deslizamentos (concluindo respetivamente valores médios de 40° e 32°).

Na área experimental aqui estudada, foi uniformizado o valor de $\Phi = 45^\circ$ uma vez que este representa a inclinação medida da superfície de deslizamento.

Em observação pela bibliografia consultada, são pouco consensuais os valores de ângulo de atrito interno utilizados nos diferentes trabalhos já publicados. O facto de se observar a forte intervenção antrópica na área de estudo torna ainda complicada a leitura

do valor do ângulo de atrito interno, principalmente junto de terraços com muros em xisto como é visível por toda a área experimental.

3.2.5 Coesão do Solo

A coesão do solo (c') refere-se a força de resistência do solo ao cisalhamento. A coesão aumenta ou diminui em proporção da humidade existente no solo. Segundo Selby, M. (1993), quanto menor o espaço entre as partículas do solo, maior a capilaridade do solo e maior a coesão do mesmo.

Este parâmetro geofísico foi calculado para a área experimental localizada na Quinta de São Luiz, através da retroanálise com recurso ao Fator de Segurança (FS) considerando os seguintes pressupostos:

A estabilidade da vertente é obtida quando o Fator de Segurança (FS) é igual ou superior a 1 (equação 4). Conhecendo os parâmetros do FS (ângulo de atrito interno (Φ), altura do solo (h), coluna de água acima do plano de rotura (d_w), peso volumétrico do solo submerso (Y_{sub}) peso volumétrico do solo saturado (Y_{sat}) e declive (β) é determinada a coesão (ver anexo 3 – Resultado da Coesão - Retroanálise).

A coesão do solo estimada na Quinta de São Luiz após conversão para Megapascal (MPa) é de 0.095 MPa de mínima e 0.127 MPa de máxima (valores introduzidos no modelo SHALSTAB).

Options	
Global minimum density (g/cm3)	1.1000000000000001
Global maximum density (g/cm3)	1.6000000000000001
Global minimum conductivity (m/hr)	0.2
Global maximum conductivity (m/hr)	2
Global minimum thickness (m)	1.5
Global maximum thickness (m)	2
Global minimum friction angle (degree)	45
Global maximum friction angle (degree)	45
Global minimum bulk cohesion (MPa)	0.095
Global maximum bulk cohesion (MPa)	0.127
Parameter sampling runs	1

Tabela 8 - Parâmetros Geofísicos utilizados na modelação SHALSTAB (SAGA GIS®).

CAPITULO V – MODELAÇÃO DA SUSCETIBILIDADE, VALIDAÇÃO E DISCUSSÃO DE RESULTADOS

A modelação assente na metodologia SHALSTAB tem por objetivo a construção de modelações preditivas de suscetibilidade.

O presente trabalho, contrariamente a trabalhos já publicados (ex. Teixeira, M., 2012; Faria, A., 2014; Martins, C., 2015) não utiliza como abordagem metodológica, a construção de diferentes modelações preditivos, cuja diferenciação surte da variação dos valores para os parâmetros físicos.

Uma vez que a grande premissa da dissertação repercute-se na análise e discussão da resolução espacial na qualidade de Modelos Digitais cartográficos, as várias simulações de suscetibilidade modeladas utilizam a mesma série de parâmetros físicos calculados, socorrendo-se sim, de diferentes MDEs. As diferentes resoluções dos modelos tornam-se assim de fundamental importância uma vez que irão condicionar os fatores topográficos e morfométricos inseridos (ver Capítulo IV: 2. Construção e Análise da Morfometria da Área Experimental e 3.1 Fatores Topográficos).

Como refere Dietrich [et al., 1998], ao utilizar Modelos Digitais de Elevação de boa resolução, refletem-se impactos nos valores observados, uma vez que a resolução é diretamente proporcional da capacidade de avaliação da estabilidade das vertentes.

Para a modelação da suscetibilidade utilizou-se os 4 MDE de 0.20m, 0.40m, 1m e 5m de resolução (respetivamente A,B, C e D, como apresentados desde a página 66). Foi também testada a combinação de resoluções respeitante do modelo hidrológico e de estabilidade, por forma a permitir tecer um maior número de conclusões. São assim apresentados em adição, duas modelações (E e F) que utilizam o modelo de estabilidade dos dois produtos cartográficos de maior resolução (0.20m e 0.40m) conjuntamente com o modelo hidrológico (correspondente às áreas de contribuição) de 1m de resolução espacial.

1. Simulação de Suscetibilidade – Modelo SHALSTAB

A modelação SHALSTAB possibilita a introdução dos parâmetros topográficos e geofísicos já descritos.

Foram produzidos 6 modelações que surtem da equação SHALSTAB em ambiente SIG, para a área experimental definida por cada modelo digital analisado (figuras 38 a 43). Os resultados apresentados recorrem ao cálculo de frequências relativas acerca da área (definida em hectares) e respetiva percentagem, para cada classe de suscetibilidade (Dietrich & Montgomery, 1998, in Teixeira, 2012). As classes de suscetibilidade foram representadas de acordo com o log Q/T (logaritmo de valor real) e classificadas de acordo com a tabela 4 (p.40).

1.1 Modelação A (Resolução espacial de 0.20m)

De acordo com a modelação representada pelo modelo A, figura 38, as classes que se refletem numa maior porção de área foram: Incondicionalmente Estável e não Saturado (46,1%, 9,9ha), Incondicionalmente Estável e Saturado (37,7%, 8,1ha) e classe Incondicionalmente Instável e Saturado (9,5%, 2ha).

Referindo-nos à percentagem de área deslizada, onde foram registados 291 deslizamentos no interior dos limites da bacia hidrográfica derivada do modelo A. São de especial destaque as classes: Incondicionalmente Estável e não Saturado (49,8%, 145 deslizamentos) e Incondicionalmente Instável e Saturado (38,8%, 113 deslizamentos). A classe Incondicionalmente Estável e não Saturado, de grande dimensão espacial, não abrange nesta modelação, qualquer ocorrência de instabilidade.

Modelação A

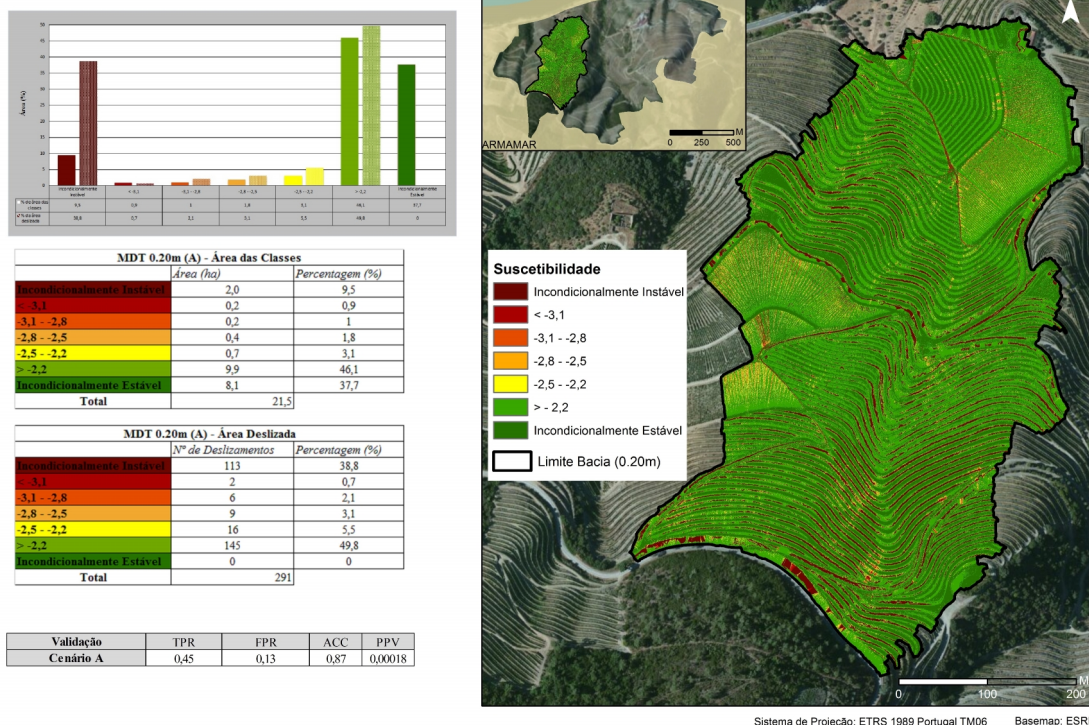


Figura 38 – Modelação de Suscetibilidade com Modelo A (Resolução espacial de 0.20m), realizado através da modelação SHALSTAB.

1.2 Modelação B (Resolução espacial de 0.40m)

A modelação derivada do modelo B, de resolução espacial de 0.40m, representado pela figura 39, revela à semelhança do modelo A, que a área experimental é na sua maioria preenchida pelas classes: Incondicionalmente Estável e não Saturado (40,8%, 8,8ha), Incondicionalmente Estável e Saturado (38,6%, 8,3ha) e classe Incondicionalmente Instável e Saturado (8,8%, 1,9ha).

A área deslizada, representada por 290 ocorrências, é de maior representação nas classes: Incondicionalmente Estável e não Saturado (35,9%, 104 deslizamentos) e Incondicionalmente Instável e Saturado (36,2%, 105 deslizamentos). Seguem-se as classes Instável e não Saturado (log Q/T -2.8 - -2.5) e a classe Estável e não Saturado (log Q/T -2.5 - -2.2), que de igual forma representam 10% da área total deslizada, registando 29 ocorrências respetivamente.

A classe Incondicionalmente Estável e não Saturado, que ocupa praticamente

metade da área experimental, observa para a modelação B, um único registo de ocorrência de deslizamento.

Modelação B

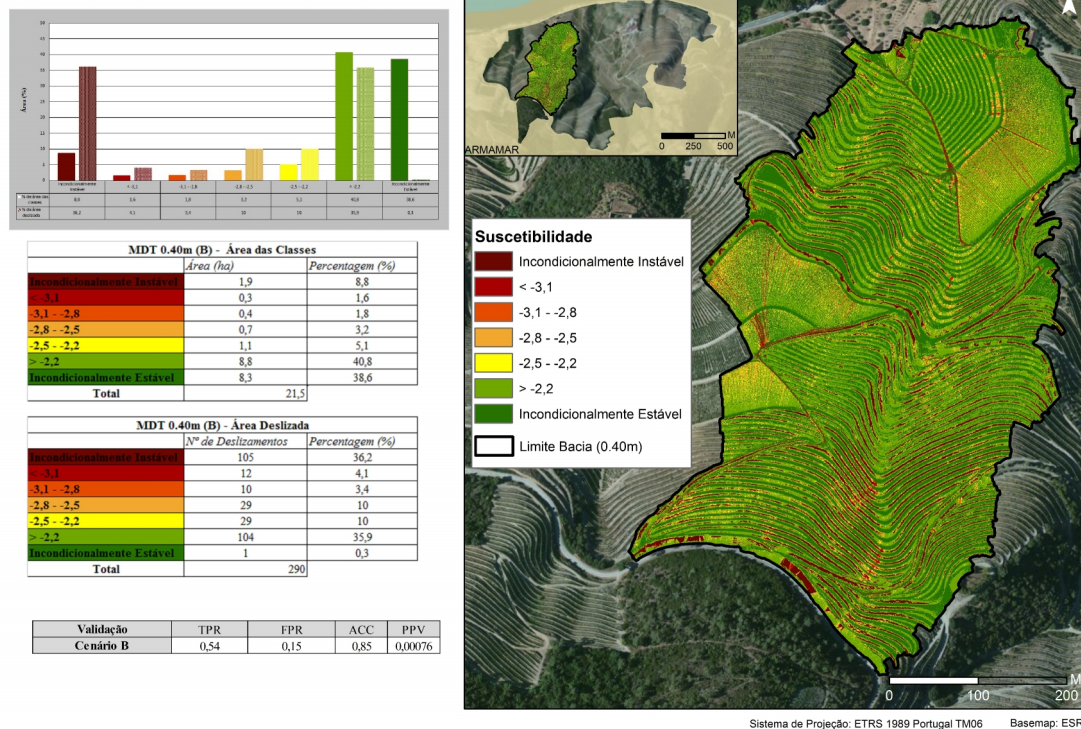


Figura 39 – Modelação de Suscetibilidade com Modelo B (Resolução espacial de 0.40m), realizado através da modelação SHALSTAB.

1.3 Modelação C (Resolução espacial de 1m)

Comparativamente aos modelos já apresentados, de maior resolução, o modelo C apresenta menor amplitude de valores entre classes de suscetibilidade e proporcionalmente, nas áreas deslizadas. Os valores percentuais surtem uma maior distribuição pelas classes determinadas pelo modelo SHALSTAB.

A área experimental do modelo C é ocupada com maior destaque pelas classes: Incondicionalmente Estável e Saturado (27,6%, 5,7ha) e Incondicionalmente Estável e não Saturado (24,2%, 5ha). Seguem-se as restantes classes cuja percentagem de área ocupada é de forma geral decrescente quanto maior o nível de instabilidade (ver tabela,

figura 40).

No que concerne as áreas deslizadas (270 deslizamentos inventariados na área experimental do modelo) o número de deslizamentos é praticamente uniforme pelas diferentes classes de instabilidade. Destaca-se a classe “Incondicionalmente Estável e Saturado” registando 63 ocorrências (23,3% do total).

Modelação C

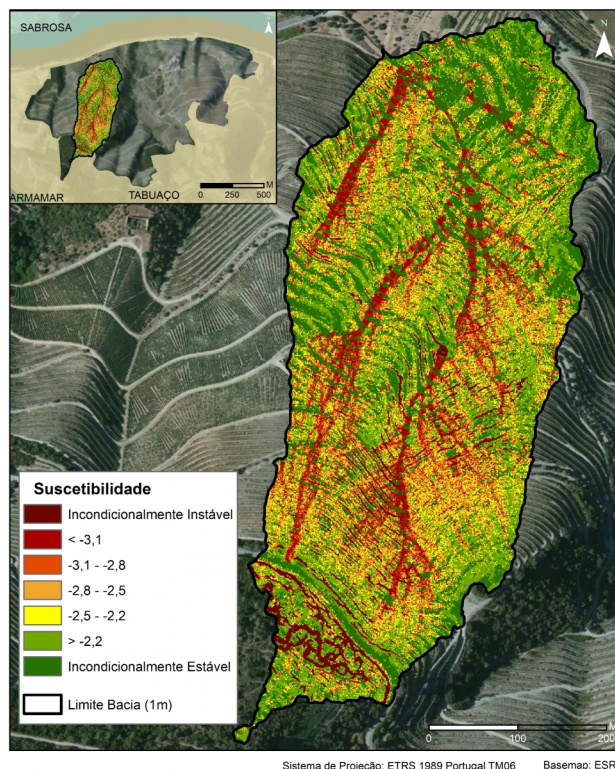
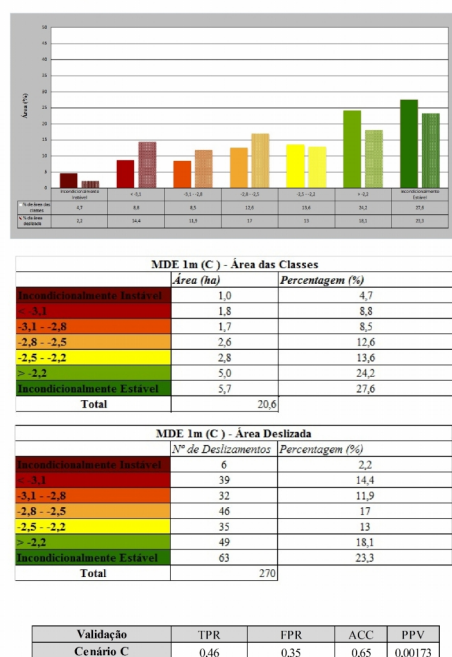


Figura 40 - Modelação de Susceptibilidade com Modelo C (Resolução espacial de 1m), realizado através da modelação SHALSTAB.

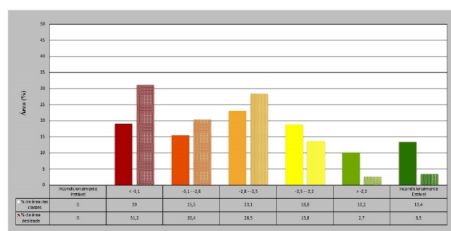
1.4 Modelação D (Resolução espacial de 5m)

A Modelação D (figura 41), composta pelo modelo de resolução espacial de 5 metros, demonstrou que a bacia hidrográfica modelada circunscreve maior ocupação de área nas classes: Instável e não Saturado (log Q/T -2.8 - -2.5), Incondicionalmente Instável e não Saturado (log Q/T <-3.1) e Estável e não Saturado (log Q/T -2.5 - -2.2) com respetivamente 23,1% (4,8ha), 19% e 18,8% (cerca de 3,9ha) da dimensão total da área. Referindo-nos à área deslizada, o modelo prevê maior repercussão na classe Incondicionalmente Instável e não Saturado (31,2%) com registo de 81 ocorrências de

um total de 260. Seguem-se as classes: Instável e não Saturado ($\log Q/T$ -2.8 - -2.5) com 28,5% da área deslizada, prevendo 74 deslizamentos, e a classe Instável e Saturado ($\log Q/T$ -3.1 - -2.8) com a previsão de 53 deslizamentos (20,4%).

De realçar que este modelo não encontra no interior dos limites morfométricos da bacia hidrográfica, qualquer registo de áreas contemplando a classe mais elevada de instabilidade (Incondicionalmente Instável) e por essa razão não contempla nesta mesma classe, áreas deslizadas.

Modelação D



MDE 5m (D) - Área das Classes		
	Área (ha)	Porcentagem (%)
Incondicionalmente Instável	0	0
-3.1 - -2.8	3,9	1,5
-2.8 - -2.5	3,2	1,3
-2.5 - -2.2	4,8	1,9
-2.2 - -1.9	3,9	1,6
-1.9 - -1.6	2,1	0,8
-1.6 - -1.3	2,8	1,1
Incondicionalmente Estável	20,7	8,2
Total	20,7	8,2

MDE 5m (D) - Área Deslizada		
	Nº de Deslizamentos	Porcentagem (%)
Incondicionalmente Instável	0	0
-3.1 - -2.8	81	31,2
-2.8 - -2.5	53	20,4
-2.5 - -2.2	74	28,5
-2.2 - -1.9	36	13,8
-1.9 - -1.6	7	2,7
-1.6 - -1.3	9	3,5
Total	260	100

Validação	TPR	FPR	ACC	PPV
Cenário D	0,80	0,56	0,45	0,04675

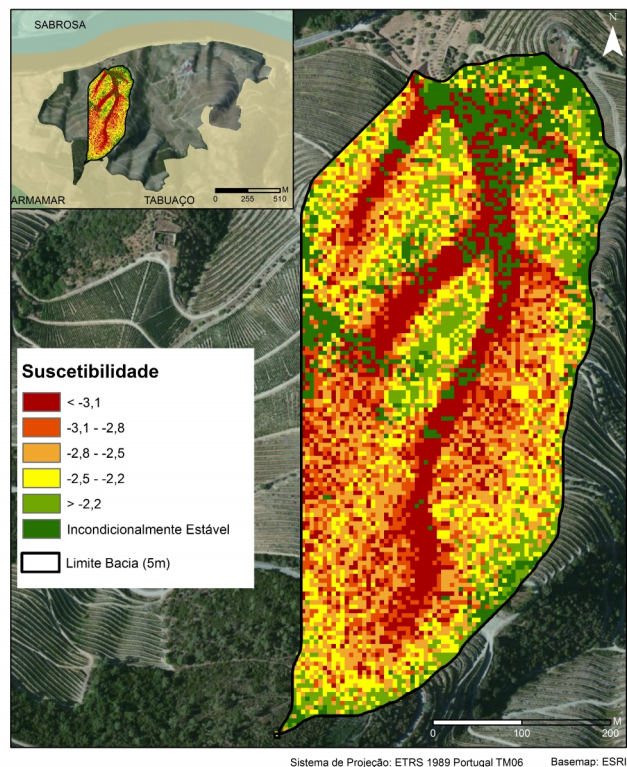


Figura 41 – Modelação de Suscetibilidade com Modelo D (Resolução espacial de 5m), realizado através da modelação SHALSTAB.

1.5 Modelação E (Modelo de Estabilidade 0.20m/ Modelo Hidrológico 1m)

A construção das modelações E e F resultam da utilização de modelos de diferentes resoluções na construção dos modelos de estabilidade e hidrológico. O objetivo é o de compreender de que forma, o nível de resolução espacial de Modelos Digitais de Elevação pode influenciar de forma positiva ou negativa, os resultados e objetivos deste estudo.

Estes modelos tencionam agregar as potencialidades do modelo hidrológico de 1 metro, que demonstra maior potencial para a delimitação dos caminhos preferenciais do escoamento interno (ver figura 40, C) em consonância com os modelos corrigidos de maior resolução (0.20m e 0.40m) que socorrem de maior grau de exatidão na representação altimétrica (modelo de estabilidade) da realidade do terreno.

Referindo-nos a modelação E, o modelo demonstra maior representação das áreas nas classes de estabilidade: Incondicionalmente Estável e Saturado (37,7%, 8,1ha) e Incondicionalmente Instável e não Saturado (29,2%, 6,2ha) (figura 42).

Quando comparado a modelação E com a modelação A cujo modelo de estabilidade (0.20m) é “partilhado” para ambas, as ocorrências são nulas para a classe de maior estabilidade. Contudo, e contrariamente a modelação A, a representação dos deslizamentos inventariados / áreas deslizadas, para a modelação E, incidem em classes de maior suscetibilidade, o que demonstra desde já maior capacidade preditiva. Observa-se predomínio das classes: Incondicionalmente Instável e não Saturado aglomerando 142 dos 291 deslizamentos inventariados para a área experimental da modelação. Segue-se a forte representação da classe “Incondicionalmente Instável e Saturado” cujo total de deslizamentos prevê 113 ocorrências localizadas nesta classe (38,8%).

Modelação E

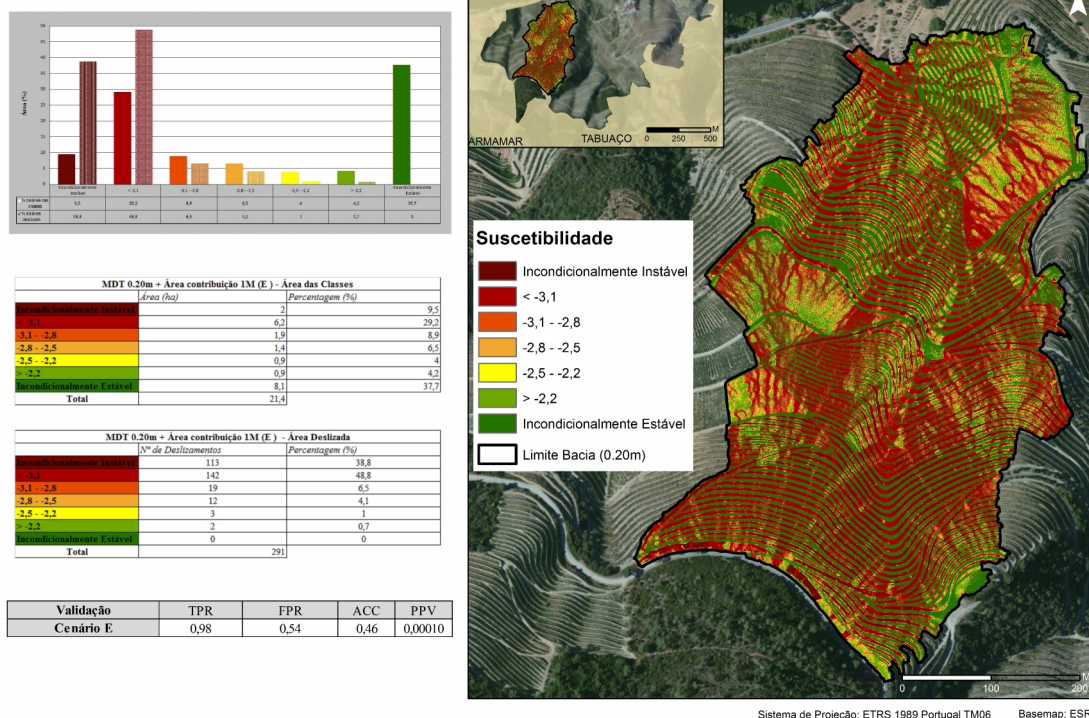


Figura 42 – Modelação de Suscetibilidade “E” (utilizou modelo de estabilidade com 0.20m de resolução, e modelo hidrológico de 1m), realizado através da modelação SHALSTAB.

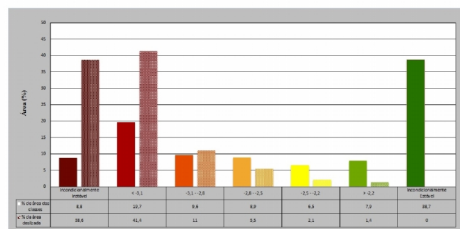
1.6 Modelação F (Modelo de Estabilidade 0.40m/ Modelo Hidrológico 1m)

Descrevendo a modelação F (figura 43), o modelo demonstra duas classes de maior representação: Incondicionalmente Estável e Saturado em 38,7% (8,3ha) do total da área experimental analisada. Segue-se a representatividade da área Incondicionalmente Instável e não Saturado que ocupa 19,7% da área (4,2ha).

Tal como na comparação efetuada entre as modelações A e E, quando comparados o modelo B com o modelo F, é possível observar que apesar de partilharem o mesmo modelo de estabilidade (0.40m), refletem resultados distintos na disposição das ocorrências pelas diferentes classes de suscetibilidade. A introdução do modelo hidrológico de 1 metro, como fator diferenciador entre estes dois modelos, permite uma maior capacidade de previsão das ocorrências do modelo F face ao modelo B. A grande maioria dos deslizamentos na modelação F, ocorre nas classes: Incondicionalmente Instável e não Saturado, com 120 registos do total de 290 ocorrências (41,4%), seguida da classe

Incondicionalmente Instável e Saturado onde são observados 38,6% das ocorrências (112 deslizamentos).

Modelação F



MDT 0.40m + Área contribuição 1M (F) - Área das Classes		
	Área (ha)	Porcentagem (%)
Incondicionalmente Instável	1,9	8,8
-3,1	4,2	19,7
-3,1 - -2,8	2,1	9,6
-2,8 - -2,5	1,9	8,9
-2,5 - -2,2	1,4	6,5
-2,2	1,7	7,9
Incondicionalmente Estável	8,3	38,7
Total	21,5	

MDT 0.40m + Área contribuição 1M (F) - Área Deslizada		
	Nº de Deslizamentos	Porcentagem (%)
Incondicionalmente Instável	112	38,6
-3,1	120	41,4
-3,1 - -2,8	32	11
-2,8 - -2,5	16	5,5
-2,5 - -2,2	6	2,1
-2,2	4	1,4
Incondicionalmente Estável	0	0
Total	290	

Validação	TPR	FPR	ACC	PPV
Cenário F	0,97	0,47	0,53	0,00044

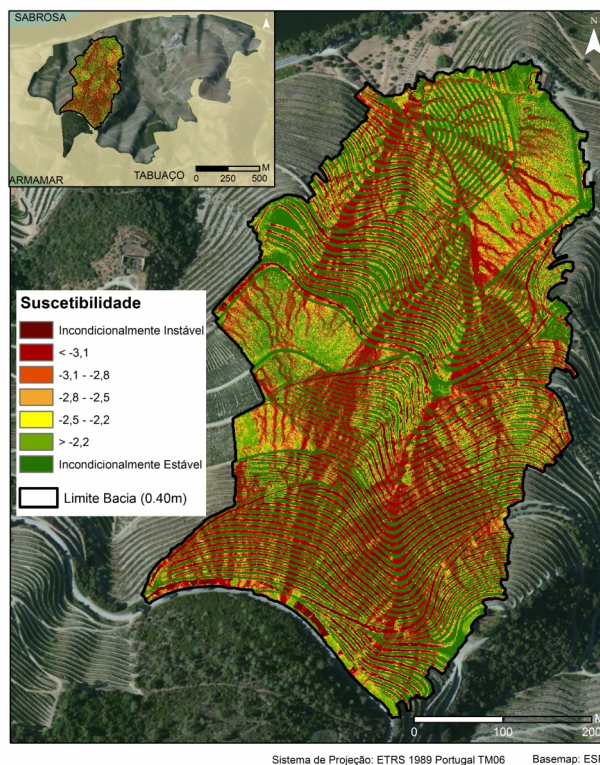


Figura 43 - Modelação de Suscetibilidade "F" (utilizou modelo de estabilidade com 0.40m de resolução, e modelo hidrológico de 1m), realizado através da modelação SHALSTAB.

2. Validação das Modelações de Suscetibilidade

O procedimento de validação tem por objetivo a demonstração do/s modelos de maior capacidade preditiva para a análise da realidade estudada, face a suscetibilidade destes, para a ocorrência de movimentos de vertente.

A validação foi efetivada para as 6 modelações, realizadas através dos quatro produtos digitais cartográficos utilizados, cujas resoluções espaciais infletem nos resultados diferenciadores dos mesmos.

Na validação do SHALSTAB foi utilizado o inventário das ocorrências (deslizamentos) assinalados na área experimental, localizada na Quinta de São Luiz (ver Capítulo IV - Metodologias Para a Investigação, 1. Inventário).

A simulação da suscetibilidade utilizou como método de validação, a construção de *tabelas de contingência* construídas em *software* Microsoft Excel® (ver capítulo II - Enquadramento Conceptual, 4.2 Método de validação do Modelo de Suscetibilidade).

Foram calculados os seguintes índices de diagnóstico:

- TPR (“*true positive rate*” - rácio de verdadeiros positivos (RVP)). Representa o número de deslizamentos corretamente previstos em áreas cujas classes representam grau de suscetibilidade. Para o cálculo desta taxa, o valor dos deslizamentos corretamente previstos (TP) é dividido pelo número total de ocorrências (P). (TP/P);
- FPR (“*false positive rate*” - rácio de falsos positivos (RFP)). Reflete as áreas classificadas como instáveis (representadas pelas classes de maior suscetibilidade) mas onde na realidade não foram registadas ocorrências. ($FP \text{ (Falsos Positivos)} / N \text{ (não ocorrências)}$);
- ACC (acurácia ou fiabilidade). Indica a área da suscetibilidade bem classificada relativamente à área total. O Número de ocorrências é dividido pela área total da análise. A equação estabelecida é: $TP+TN/P+N$. TP representa os Verdadeiros Positivos, TN os Verdadeiros Negativos, P contabiliza os deslizamentos previstos e N as não ocorrências;
- PPV (precisão). Indica a capacidade preditiva das áreas classificadas como instáveis (potencial de deslizamento). Estabelece-se pela equação: $TP/TP+FP$.

Para a leitura dos índices, quanto maior o valor resultante, mais positivo este se demonstra na validação do modelo e previsão dos seus resultados. Exceciona-se o FPR uma vez que um valor inferior representa melhor validação.

3. Comparação das Modelações de Suscetibilidade

4 Modelos de Diferentes Resoluções Espaciais (Modelações A a D)

Das quatro modelações obtidas através dos quatro MDEs de diferentes resoluções espaciais (resultantes nas modelações A a D, tabela 9) observou-se que:

A modelação D concentra maior percentagem no rácio de TPR com 80% de deslizamentos corretamente classificados, demonstrando contudo pouca eficiência para o rácio FPR face as demais modelações (55% de Falsos Positivos). Este índice demonstrou-se elevado uma vez que o modelo apresenta grande percentagem de áreas classificadas para as classes suscetíveis (figura 41), classificando de igual modo essas localizações como área de falsos positivos. A fiabilidade demonstra-se desta forma menor para esta modelação (45% de ACC).

Contrariamente, as modelações A e B, elaborados a partir dos MDE de maior resolução espacial (0.20 e 0.40m respetivamente), demonstram-se menos preditivos no que concerne os deslizamentos corretamente classificados. Observa-se a explicação na tabela 9 (modelação A e B), pelo facto das ocorrências inventariadas se localizarem em grande parte nas classes opostas de estabilidade: “Incondicionalmente Instável” e classe “Incondicionalmente Estável e não Saturado (> -2.2)”.

O rácio TPR apresenta-se para a modelação A com 46% e para a modelação B, 54%. O FPR concentra para estas modelações, valores bastante satisfatórios de 13% e 15% respeitante o modelo A e B. No que concerne a ACC, estas modelações apresentam melhores resultados comparativamente aos restantes, com 87% de fiabilidade para a modelação A e 85% na modelação B. A elevada ACC é explicada pelo facto dos modelos A e B representarem em menor dimensão as áreas representativas de classes suscetíveis, mas ao mesmo tempo foram nessas áreas registada parte considerável dos deslizamentos.

Modelações E e F

Seguidamente apresenta-se uma análise comparativa para as modelações E e F relativamente as restantes. Estas modelações são produto do modelo Hidrológico de 1m de resolução, em conjunto com modelo de estabilidade de 0.20m de resolução, para a modelação E, e 0.40m, para a modelação F.

Efetuando a comparação das duas modelações entre si, estes não reportam diferenças significativas uma vez que apresentam de igual forma, bons resultados no índice de TPR com 98% (modelação E) e 97% (modelação F). Importa demonstrar que comparativamente as modelações A e B, que utilizam respetivamente os mesmos modelos de estabilidade (0.20 e 0.40 de resolução espacial), nas modelações E e F, o Rácio de TPR aumenta em grande medida. A utilização do modelo hidrológico de 1m demonstra aqui, grande influência na validação uma vez que concentra o número de deslizamentos, corretamente, nas classes de maior instabilidade.

Comparando as modelações E e F com a modelação concordante no uso do modelo hidrológico de 1m de resolução (modelação C), os resultados de TPR continuam em superioridade para E e F.

Observa-se assim que as duas últimas modelações produzidas recriam com maior detalhe a realidade em estudo, uma vez que conseguem os melhores resultados para os deslizamentos previstos.

Visão Geral dos Resultados

Em observação da tabela 9 e objetivando a análise dos resultados da validação na globalidade das modelações, denota-se que o valor do Rácio de Verdadeiros Positivos (TPR) apresenta melhores resultados para as modelações E (98%) e F (97%); o Rácio de Falsos Positivos (FPR) é inferior nas modelações A (13%) e B (15%); a Fiabilidade (ACC) demonstrou-se superior nas modelações A (86%) e B (85%); a precisão (PPV) foi superior para a modelação D (cujo potencial de deslizamento regista 0,04675%).

Na análise as 6 modelações propostas e concentrando maior importância no rácio de verdadeiros positivos, considera-se o modelo F como modelação de maior concordância com a realidade observada. Esta modelação apresenta grande valor para o índice TPR (97% dos deslizamentos bem classificados) e menor FPR (47%) quando comparado com modelação de valor aproximado para TPR (modelação E, com 54% de FPR).

Em suma, a grande resolução espacial do modelo de estabilidade aliada ao modelo hidrológico de 1 metro apresentou-se como solução de maior capacidade preditiva para a modelação da suscetibilidade, na realidade estudada. O modelo de 1m demonstrou-se bastante concordante na definição do escoamento interno para a área experimental.

Acrescenta-se também que segundo uma visão global dos resultados e apesar das diferenças dos modelos, as modelações D, E e F podem ser utilizados para intervir na área de estudo. Parece-nos plausível admitir que as supracitadas modelações resultaram numa maior capacidade preditiva uma vez que concentram maior número de deslizamentos face ao total de ocorrências, em áreas classificadas com maior instabilidade.

As modelações A, B e C dispersaram o número de ocorrências inventariadas pelas classes de instabilidade/estabilidade totalmente opostas, não sendo por este motivo, de grande aceitação para a modelação dos fenómenos de instabilidade na área de estudo.

A análise comparativa aqui realizada serve para hierarquizar as modelações realizadas, face à maior ou menor necessidade de prevenção da área de estudo.

Veículos Aéreos não Tripulados, Modelos Digitais de Elevação e modelação da instabilidade em taludes de terraços agrícolas: aplicação de Modelos Matemáticos de Base Física (SHALSTAB) no Alto Douro Vinhateiro (Quinta de S. Luiz)

Cenários	Classes	Não Ocorreu	Ocorreu	TPR= True Positive Rate= TP/P	FPR= False Positive Rate= FP/N	ACC= Fiabilidade=TP+TN/P+N	PPV = Precisão=TP/TP+FP	TPR/FPR
A - (MDT 0.20M)	Incondicionalmente Instável	507776	113	0,446735395	0,131743475	0,868233589	0,00018	3,390948929
	< -3,1	47022	2					
	-3,1 - -2,8	53221	6					
	-2,8 - -2,5	96504	9					
	-2,5 - -2,2	164893	16					
	> -2,2	2462845	145					
	Incondicionalmente Estável	2015427	0					
	TOTAL	5347688	291					
B - (MDT 0.40M)	Incondicionalmente Instável	117827	105	0,537931034	0,153795894	0,846137364	0,00076	3,497694391
	< -3,1	21605	12					
	-3,1 - -2,8	23553	10					
	-2,8 - -2,5	42976	29					
	-2,5 - -2,2	68976	29					
	> -2,2	546828	104					
	Incondicionalmente Estável	517419	1					
	TOTAL	1339184	290					
C - (MDE 1M)	Incondicionalmente Instável	9723	6	0,455555556	0,346000877	0,653738318	0,00173	1,316631215
	< -3,1	18018	39					
	-3,1 - -2,8	17378	32					
	-2,8 - -2,5	25870	46					
	-2,5 - -2,2	27842	35					
	> -2,2	49715	49					
	Incondicionalmente Estável	56624	63					
	TOTAL	205170	270					
D - (MDE 5M)	Incondicionalmente Instável	0	0	0,8	0,558614331	0,453260316	0,04675	1,432115067
	< -3,1	1374	81					
	-3,1 - -2,8	1146	53					
	-2,8 - -2,5	1721	74					
	-2,5 - -2,2	1458	36					
	> -2,2	810	7					
	Incondicionalmente Estável	1083	9					
	TOTAL	7592	260					
E - (MDT 0.20M + Áreas Contributivas 1M)	Incondicionalmente Instável	507714	113	0,982817869	0,540523047	0,45950544	0,00010	1,818271902
	< -3,1	1559571	142					
	-3,1 - -2,8	476222	19					
	-2,8 - -2,5	345953	12					
	-2,5 - -2,2	216198	3					
	> -2,2	226680	2					
	Incondicionalmente Estável	2013336	0					
	TOTAL	5345674	291					
F - (MDT 0.40M + Áreas Contributivas 1M)	Incondicionalmente Instável	117806	112	0,965517241	0,469702446	0,530391781	0,00044	2,055593387
	< -3,1	263483	120					
	-3,1 - -2,8	128191	32					
	-2,8 - -2,5	119338	16					
	-2,5 - -2,2	87242	6					
	> -2,2	105267	4					
	Incondicionalmente Estável	517657	0					
	TOTAL	1339184	290					

Tabela 9 – Resultados obtidos da validação do modelo SHALSTAB, para as 6 modelações apresentadas.

CONCLUSÃO

Para a avaliação da suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente na Quinta de São Luiz (RDD), o presente trabalho utilizou quatro Modelos Digitais de Elevação (MDE), elaborados através de diferentes metodologias de Detecção Remota.

Sobre esta cartografia de base foi realizada correção altimétrica nos modelos de maior resolução espacial (0.20 e 0.40m), adaptando os mesmos, ao objetivo e áreas de estudo.

O principal foco da presente dissertação concentrou-se numa análise comparativa destes modelos, de forma a compreender as suas potencialidades para a definição dos processos de instabilidade de taludes em patamares agrícolas. Foram as distintas resoluções espaciais que os contemplam, aliadas às várias metodologias utilizadas na sua construção, os fatores que se determinaram preponderantes para a pesquisa comparativa efetuada.

De forma a dar cumprimento ao proposto, recorreu-se à aplicação do modelo matemático de base física SHALSTAB que nos permitiu simular a suscetibilidade da área experimental analisada, utilizando os MDEs de características morfométricas e resoluções espaciais diferentes.

Foram usados na modelação os seguintes parâmetros físicos do solo para as modelações de suscetibilidade construídos: 1,1 g/m³ (valor mínimo) e 1,6g/m³ (valor máximo) de peso específico do solo (ρ_s); 0.20m/h e 2m/h para a condutividade hidráulica (K_{fs}); 1,5m e 2m de espessura de solo instável (z); ângulo de atrito interno (Φ) de 45° e 0.095 MPa e 0.127MPa para a coesão do solo (c'). Os valores da parametrização foram determinados através de levantamentos de campo e pesquisa bibliográfica tendo em conta os tipos de materiais que compõem o solo da área de estudo.

Para a aplicação do modelo SHALSTAB foram construídos e utilizados os fatores topográficos referentes ao declive e áreas de contribuição (a/b). Estes fatores representaram respetivamente o modelo de estabilidade e o modelo hidrológico que serviram como base das 6 modelações de suscetibilidade colocados em avaliação.

O modelo de estabilidade demonstrou profundas dissimetrias para as diferentes

modelações constituídas, uma vez que a resolução espacial repercutiu grande detalhe altimétrico para os modelos de maior escala (0.20 e 0.40m de resolução), face aos demais (1m e 5m de resolução). O modelo de estabilidade apresentou, para a resolução centimétrica, detalhe altimétrico de grande aproximação com a realidade. Foi possível observar pormenor ao nível dos taludes de terra do plantado vitivinícola, o que se demonstrou determinante para a validação dos modelos uma vez que, foram nos taludes visíveis e inventariadas, grande parte das ocorrências de instabilidade (deslizamentos).

De acrescentar que os modelos de estabilidade utilizados nos MDEs de maior resolução surtiram também maior rigor devido à correção altimétrica prévia da vegetação efetuada ao modelo de 0.20m e 0.40m. Esta etapa demonstrou-se importante na medida em que minimizou eventuais erros para a posterior simulação da suscetibilidade, processada a partir do modelo SHALSTAB.

O modelo hidrológico foi elaborado para os diferentes MDEs a partir do algoritmo Multiple Flow Direction (MD8).

As modelações A, B, C e D utilizaram respetivamente os modelos hidrológico e de estabilidade de 0.20, 0.40, 1 e 5 metros. As modelações E e F resultaram da sobreposição do modelo hidrológico de 1 metro fundido respetivamente com o modelo de estabilidade de 0.20 e 0.40m.

A validação das 6 modelações foi realizada com recurso a tabelas de contingência, pela sobreposição do inventário de deslizamentos do local.

Pela comparação obtida através da validação das tabelas de contingência foi possível concluir que das 6 modelações construídas, são as modelações E e F aquelas que apresentam maior RVP concentrado ainda assim especial destaque no modelo F pois obteve menor FPR face a modelação E.

Conclui-se também que para o modelo hidrológico, a questão da procura da maior resolução espacial constituiu uma limitação e não uma mais-valia. Pela validação foi possível observar que o modelo hidrológico de 1 m, introduzido para as modelações E e F obteve maior eficácia na simulação de suscetibilidade demonstrando assim melhor o tipo de escoamento interno verificado na área estudada. Este modelo demonstrou que o escoamento interno segue caminhos preferenciais de drenagem no interior do solo

indicando assim as áreas de maior saturação e desta forma perspetivando áreas de maior instabilidade face aos processos hidrológicos ali decorrentes.

Observou-se uma tendência nas modelações de suscetibilidade apresentadas, em que quanto maior a resolução espacial dos modelos de base, menor o tamanho das áreas abrangidas nas classes de maior suscetibilidade. Observa-se assim que, quanto menor a área das classes de maior suscetibilidade, menor a probabilidade dos deslizamentos se sobreporem nessas áreas. Para as modelações A e B, o rácio de TPR correspondeu a valores menos elevados, uma vez que grande parte dos deslizamentos ocorreu em áreas de menor suscetibilidade, contribuindo para o índice de falsos negativos.

Pela observação de campo, no decorrer de todo o percurso temporal do presente trabalho de investigação, é ainda possível concluir que em dias de maior pluviosidade os sistemas de drenagem existentes se apresentam em algumas áreas insuficientes ou deficitários contribuindo para os processos de instabilidade inventariados no terreno. Torna-se por isso imperativo a gestão constante destas mesmas estruturas por forma a minimizar possíveis impactos sociais e económicos.

Para trabalho futuro é importante refletir sobre a reavaliação do inventário e atualização do mesmo uma vez que, a intervenção antrópica reflexo da produção vitivinícola na área de estudo, tende a eliminar as ocorrências inventariadas pela reconstrução/recuperação dos taludes de terra.

Será necessária a realização de mais testes laboratoriais e experiências de campo por forma a medir amostras de solo para melhorar a precisão dos parâmetros físicos neste trabalho utilizados.

Por fim, é também necessário reelaborar nova metodologia para a representação dos deslizamentos inventariados segundo as áreas que estes ocupam no terreno. Para os MDE de maior resolução, a representação em formato ponto, encontra-se a sub-representar a dimensão do deslizamento. Contrariamente o modelo de menor resolução, como é exemplo o MDE D (5 metros) acaba por atribuir dimensão superior aos deslizamentos observados. Esta condição importa na validação final e em grande parte por esta razão se observou menor eficácia dos modelos A e B, em que se observam grande número de deslizamentos para classes de suscetibilidade estáveis ou de baixo risco.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Agisoft, LLC - Agisoft PhotoScan User Manual: Professional Edition, Version 1.2. (2016). Disponível em: http://www.agisoft.com/pdf/photoscan-pro_1_2_en.pdf
- Aleotti, P., & Chowdhury, R. (1999). Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 58(1), 21-44. doi: 10.1007/s100640050066
- Amaral, A. F. (2007). Mapeamento Geotécnico Aplicado à Análise de Processos de Movimentos de Massa Gravitacionais: Costa Verde-RJ – Escala: 1:10.000. Dissertação para obtenção de grau de Mestre. Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos.
- Bateira, C. (2015). Geometria dos terraços agrícolas e modelação da instabilidade de vertentes (Vale do Douro – Portugal). *Geosp – Espaço e Tempo (Online)*, v. 19, n. 2, pp.263-284.
- Bateira, C., Martins, L., Santos, M., & Pereira, S. (2011). Cartografia da suscetibilidade a movimentos de vertente na Região Demarcada do Douro (pp. 38). Porto: Universidade Lusófona.
- Bateira, C. (2001). Movimentos de vertente no NW de Portugal, susceptibilidade geomorfológica e sistemas de informação geográfica. Tese de Doutoramento, Faculdade de Letras da Universidade do Porto. 469 p.
- Bateira, C. & Soares, L. (1997). Movimentos de massa no Norte de Portugal. Factores da sua ocorrência. *Territorium* n.º4, pp. 63-77.
- Baum, R. L., Savage, W. Z., & Godt, J. W. (2008). TRIGRS- A Fortran program for transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability analysis, version 2.0, US Geological Survey Open-File Report 2008 –1159, Disponível em: <http://pubs.usgs.gov/of/2008/1159>.
- Baum, R. L., Savage, W. Z., & Godt, J. W. (2002). TRIGRS - A Fortran program for transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability analysis. US geological survey open-file report, 424, 38.

Bay, H., Ess, A., Tuytelaars, T., & Van Gool, L. (2008). Speeded-Up Robust Features (SURF). *Computer Vision and Image Understanding*, 110(3), 346-359. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.cviu.2007.09.014>

Berni, J. A. J., Zarco-Tejada, P. J., Suarez, L., & Fereres, E. (2009). Thermal and Narrowband Multispectral Remote Sensing for Vegetation Monitoring From an Unmanned Aerial Vehicle. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47(3), 722-738. doi: 10.1109/TGRS.2008.2010457

Bertoni, J. & Lombardi Neto, F. (1999). *Conservação do solo*. 2ª Ed. São Paulo, Ícone, 355p.

Beven, K. J. & Kirkby, M. J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24(1), 43-69. doi: 10.1080/02626667909491834.

Blyenburgh, P. (1999). UAVs – Current Situation and Considerations For The Way Forward , Development and operation of UAVs for military and civil applications, Rhode-Saint-Genese, Belgium, 13-17 September.

Campbell, J.B., & Wynne, R.H. (2011). *Introduction to Remote Sensing*: Guilford Press. Cap. 1 - History and Scope of Remote Sensing. ISBN: 9781609181765. Disponível em: <https://books.google.pt/books?id=zgQDZEya6foC>

Carrara, A., Cardinali, M., Guzzetti, F., & Reichenbach, P. (1995). Gis Technology in Mapping Landslide Hazard. In A. Carrara & F. Guzzetti (Ed.), *Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards* (pp. 135-175). Dordrecht: Springer Netherlands.

Carrera-Hernández, J.J., Levresse, G., Lacan, P., & Aranda-Gómez, J.J., (2016). A low cost technique for development of ultra-high resolution topography: application to a dry maar's bottom: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, V. 33, nº. 1, p. 122-133.

Casaca, J., Matos, J., & Baio, M., (2000). *Topografia Geral*, 3ª Edição. Lidel, Lisboa, p.306., ISBN: 972-757-135-2

Corominas, J., Remondo, J., Farias, P., Estevão, M., Zêzere, J., Díaz de terán, J., Dikau, R., Schrott, L., Moya, J., & González, A. (1996). Debris flow. In Dikau, R., Brunsden, D. Schrott, L., Ibsen, M.-L. (Ed.), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. John Wiley & Sons, Chichester, p.161-180.

Crozier, M. J. (2004b). Slope stability. In A. S. Goudie (Ed.), *Encyclopedia of Geomorphology* (Vol. 1, pp. 969 - 970). London, New York: Routledge Ltd.

Cruden, D.M., & Varnes, D. J. (1996). Landslide types and processes. In: Turner AK, Schuster RL (Ed.), *Landslides: investigation and mitigation* (Special Report). Washington, DC, USA: National Research Council, Transportation and Research Board Special Report 247, pp 36-75.

Cruden, D. M., & Varnes, D. J. (1996b). Landslide Types and Processes. In: Turner, A. K. & Schuster, R. L., (Ed.), *Landslides: Investigation and Mitigation*. National Academy Press. Disponível em: <http://books.google.pt/books?id=3eg8YOIA6UkC>

Cruden, D.M. (1991). A simple definition of a landslide. *Bulletin International Association for Engineering Geology*, 43: pp.27-29.

Dalamagkidis, K., (2015). Aviation History and Unmanned Flight. In: P. K. Valavanis & J. G. Vachtsevanos (Ed.), *Handbook of Unmanned Aerial Vehicles* (pp. 57-81). Dordrecht: Springer Netherlands.

Daveau, S. (1977). *Répartition et Rythme des Précipitations au Portugal*. Lisboa, CEG-UL, 192 p.

Dietrich, W. E., Reiss, R., Hsu, M. & Montgomery, D. R. (1995). A process-based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data. *Hydrological Processes*. Vol. 9. n.º 3-4. pp. 383-400. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.3360090311>

Dikau, R. (2004a). Factor of Safety. In A. S. Goudie (Ed.), *Encyclopedia of Geomorphology* (Vol. 1, pp. 359-360). London, New York: Routledge Ltd.

Dikau, R., Brunsden, D., Schrott, L., & Ibsen, M.-L. (Ed.) (1996). *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. John Wiley & Sons, Chichester. 251 p.

Eisenbeiss, H. (2009). UAV photogrammetry. DISS. ETH NO. 18515, doi:10.3929/ethz-a-005939264 and Institute of Geodesy and Photogrammetry, ETH Zurich, Switzerland, Mitteilungen Nr.105, p. 235.

Eisenbeiss, H. & Zhang, L. (2006). Comparison of DSMs generated from mini UAV imagery and terrestrial laser scanner in a cultural heritage application. *Int. Arch. Photogramm. Remote. Sens. Spat. Inf. Sci.* XXXVI, 90–97.

Fabris, M., & Pesci, A. (2005). Automated DEM extraction in digital aerial photogrammetry: precision and validation for mass movement monitoring. *Ann. Geophys.* 48, 973–988.

Falcão, I. O. (2012). Extracção semi-automática tridimensional dos principais elementos de um perfil rodoviário a partir de dados LiDAR. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Disponível em: http://enggeoespacial.fc.ul.pt/ficheiros/teses/tese_ines_falcao.pdf.

Faria, A. (2014). Avaliação da Suscetibilidade a Movimentos de Vertente por Método Matemático de Base Física e Base Estatística: Estudo Comparativo no Vale do Douro Vinhateiro. Porto: Dissertação de Mestrado em Riscos, Cidades e Ordenamento do Território apresentada à Faculdade de Letras da Universidade do Porto.

Fawcett, T. (2006). An introduction to ROC analysis. *Pattern Recognition Letters*. Vol. 27. n.º 8. pp. 861-874. Disponível em: <https://ccrma.stanford.edu/workshops/mir2009/references/ROCintro.pdf>

Felicísimo, A. M. (1994). Modelos digitales del terreno: Introducción aplicaciones en las ciencias ambientales. Oviedo: Universidad de Oviedo. Disponível em: <http://www.etsimo.uniovi.es/~feli>.

Fernandes, J., Bateira, C., Soares, L., Oliveira, A., Faria, A., Hermenegildo, C., Teixeira, M., Moura, R., & Gonçalves, J. (2015). Aplicação do modelo SIMWE na definição de áreas suscetíveis à erosão linear: estudo de caso na Região Demarcada do Douro (RDD). Universidade do Porto. Disponível em: <http://hdl.handle.net/10216/81645>.

Fernandes, J. (2014). Modelação de Processos Erosivos no Alto Douro Vinhateiro: o caso de estudo da Quinta de S. Luiz. Porto: Dissertação de Mestrado em Riscos, Cidades e Ordenamento do Território apresentada à Faculdade de Letras da Universidade do Porto.

Fernandes, N. F., Guimaraes, R. F., Gomes, R. A. T., Vieira, B. C., Montgomery, D. R., & Greenberg, H. (2004). Topographic controls of landslides in Rio de Janeiro: field evidence and modeling. *Catena*. Vol. 55. nº2. pp.163 - 181.

Fonstad, M. A., Dietrich, J. T., Courville, B. C., Jensen, J. L., & Carbonneau, P. E. (2013). Topographic structure from motion: a new development in photogrammetric measurement. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(4), 421-430. doi: 10.1002/esp.3366

Furtado, A. (2014). Avaliação da instabilidade de vertentes e processos de erosão superficial na zona de Castelo Branco, Furnas, ilha de São Miguel, Açores. Lisboa: Dissertação de Mestrado em Engenharia Geológica (Georecursos) apresentada à Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa.

Geotechdata.info. (2013). Angle of Friction. Disponível em: <http://www.geotechdata.info/parameter/angle-of-friction.html>.

Gini, R., Passoni, D., Pinto, L., & Sona, G. (2012). Aerial images from an UAS system: 3d modeling and tree species classification in a park area. *Int Arch Photogramm Remote Sens Spatial Inf Sci*, Vol 39/B1, pp. 361-366.

Glade, T., Anderson, M., & Crozier, M.J. (2005). *Landslide Hazard and Risk*: Wiley. Disponível em: <http://books.google.pt/books?id=7vXQv16rR54C>

Gomes, R. (2006). Modelagem de previsão de movimentos de massa a partir da combinação de modelos de escorregamentos e corridas de massa., Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio de Janeiro.

Gonçalves, J. A. & Henriques, R. (2015). UAV photogrammetry for topographic monitoring of coastal areas. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 104, 101-111. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2015.02.009>

Gooch, M.J., Chandler, J.H., & Stojic, M. (1999). Accuracy assessment of digital elevation models generated using the ERDAS Imagine OrthoMAX digital photogrammetric system. *Photogramm. Rec.* 16, 519–531.

Grenzdörffer, G.J., Engel, A. & Teichert, B. (2008). The photogrammetric potential of low-cost UAVs in forestry and agriculture. *IAPRS&SIS*, Vol. 37(B1), Beijing, China, pp. 1207-1213.

Guarnieri, A., Pirotti, F., Pontin, M., & Vettore, A. (2006). 3D surveying for structural analysis applications. *Proceedings of 3rd IAG Symposium on Geodesy for Geotechnical and Structural Engineering/12th FIG Symposium on Deformation Measurement*, Baden (Austria).

Guoshen Y., & Jean-Michel M. (2011). ASIFT: An Algorithm for Fully Affine Invariant Comparison, Image Processing On Line, 1. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.5201/ipol.2011.my-asift>

Guzzetti, F., Carrara, A., Cardinali, M., & Reichenbach, P. (1999). Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology*, 31(1–4), 181-216. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0169-555X\(99\)00078-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00078-1)

Hannavy, J. (2013). *Encyclopedia of Nineteenth-Century Photography*. Routledge/Taylor & Francis Group, New York, p.1736. ISBN: 9781135873271

Hatzopoulos, J. (2008). *Topographic Mapping: Covering the Wider Field of Geospatial Information Science & Technology (GIS & T)*, Universal-Publishers: Boca Raton, FL., p.717. ISBN 158112986-6

Henry, J.B., Malet, J.P., Maquaire, O., & Grussenmeyer, P. (2002). The use of small-format and low-altitude aerial photos for realization of high-resolution DEMs in mountainous areas: application to the Super-Sauze earthflow (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Earth Surf. Process. Landf.* 27, 1339–1350.

Highland, L.M. & Bobrowsky, P. (2008). *The landslide handbook—A guide to understanding landslides*: Reston, Virginia, U.S. Geological Survey Circular 1325, 129 p.

Hladik, C. & Alber, M. (2012). Accuracy assessment and correction of a lidar-derived salt marsh digital elevation model. *Remote Sens. Environ.* 121, 224–235.

Höhle, J. (2009). Dem generation using a digital large-format frame camera. *Photogramm. Eng. Remote. Sens.* 75, 87–93.

Huising, E.J., & Gomes Pereira, L.M. (1998). Errors and accuracy estimates of laser data acquired by various laser scanning systems for topographic applications. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* 53, 245–261.

Hutchinson, M. F. & Gallant, J. C. (1999). Representation of terrain. In: *Geographical Information Systems: Principles, Technical Issues, Management Issues and Applications*. Second Edition. Edited by Longley, P.A., Goodchild, M.F., Maguire, D.J. & Rhind, D.W. Wiley, New York, Chapter 9, pp 105-124.

Iverson, R. M. (2000). Landslide triggering by rain infiltration. *Water resources research*, 36(7), pp.1897-1910.

Javernick, L., Brasington, J., & Caruso, B. (2014). Modeling the topography of shallow braided rivers using Structure-from-Motion photogrammetry. *Geomorphology*, 213, 166-182. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.01.006>

Johnson, K., Nissen, E., Saripalli, S., Arrowsmith, J. R., McGarey, P., Scharer, K., & Blisniuk, K. (2014). Rapid mapping of ultra-fine fault zone topography with Structure from Motion. *Geosphere*.

Kim, D., Im, S., Ho Lee, S., Hong, Y. & Chang, K. (2010). Predicting the Rainfall-Triggered Landslides in a Forested Mountain Region Using TRIGRS Model. *Journal of Mountain Science*, 7(1), pp.83-91.

Kohavi, R. & Provost, F. (1998). Special Issue on Applications of Machine Learning and the Knowledge Discovery Process. *Machine Learning*, pp.271-274.

Konecny, G. (2014). *Geoinformation: Remote Sensing, Photogrammetry and Geographic Information Systems*, Second Edition. CRC Press, p.472. ISBN: 9781420068566

Lambers, K., Eisenbeiss, H., Sauerbier, M., Kupferschmidt, D., Gaisecker, T., Sotoodeh, S., & Hanusch, T. (2007). Combining photogrammetry and laser scanning for the recording and modelling of the Late Intermediate Period site of Pinchango Alto, Palpa, Peru. *Journal of Archaeological Science*, 34(10), 1702-1712. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jas.2006.12.008>

Liao, Z., Hong, Y., Kirschbaum, D., Adler, R. F., Gourley, J. J., & Wooten, R. (2011). Evaluation of TRIGRS (transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability analysis)'s predictive skill for hurricane-triggered landslides: a case study in Macon County, North Carolina. *Natural hazards*, 58(1), pp.325-339.

Lillesand, T. M., Kiefer, R. W., & Chipman, J. W. (2008). *Remote Sensing and Image Interpretation*, 6th edition. John Wiley & Sons: Hoboken, USA, p.768., ISBN: 978-0-470-05245-7

Lopes, M. (2015). Aplicação de VANT em estudos geomorfológicos dos litorais rochosos: o exemplo de S. Paio, Vila do Conde. Faculdade de Letras da Universidade do Porto, p.105. Disponível em: https://sigarra.up.pt/flup/pt/pub_geral.show_file?pi_gdoc_id=476536

Lorup, E., Fisler, J., Frehner, M., Lüscher, P., Weibel, R., & Wiesmann, S. (2013). Terrain analysis (intermediate). Disponível em: <http://www.gitta.info/TerrainAnalyi/en/text/TerrainAnalyi.pdf>

Lowe, David G. (2004). Distinctive Image Features from Scale-Invariant Keypoints. *International Journal of Computer Vision*, 60(2), 91-110. doi: 10.1023/b:visi.0000029664.99615.94

Lucieer, A., Turner, D., King, D., & Robinson, A. (2014). Using an Unmanned Aerial Vehicle (UAV) to capture micro-topography of Antarctic moss beds. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 27 p.53–62. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2013.05.011>

Ludwig, R., Probeck, M. & Mauser, W. (2003). Mesoscale water balance modelling in the Upper Danube watershed using sub-scale land cover information derived from NOAA-AVHRR imagery and GIS-techniques, *Phys. Chem. Earth Parts ABC*, 28(33–36): 1351–1364, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.pce.2003.09.011>.

Martins, C. (2015). Avaliação da Suscetibilidade à Ocorrência de Movimentos de Vertente na Bacia Hidrográfica da Meia Léguas: Modelação Estatística e Simulação Matemática de Base Física. Porto: Dissertação de Mestrado em Sistemas de Informação Geográfica e Ordenamento do Território apresentada à Faculdade de Letras da Universidade do Porto.

Maune, D.F., Koop, S. M., Crawford, C. A., & Zervas, C. E. (2001). Digital elevation model technologies and applications: the DEM users manual. American Society for Photogrammetry and Remote Sensing, 1 - Introduction.

Micheletti, N., Chandler, Jim H., & Lane, Stuart N. (2015). Investigating the geomorphological potential of freely available and accessible structure-from-motion photogrammetry using a smartphone. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(4), 473-486. doi: 10.1002/esp.3648

Miranda, M. (2014). Drones - Uma nova realidade no espaço aéreo português. Drone Club de Portugal. Disponível em: <http://www.droneclub.pt/servicos/25-drones-uma-nova-realidade-no-espaco-aereo-portugues>

Montgomery, D. R., Sullivan, K. & Greenberg, H. M. (1998). Regional test of a model for shallow landsliding. *Hydrological Processes*. Vol. 12. n.º 6. pp. 943-955. Disponível em: [http://dx.doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199805\)12:6<943::AID-HYP664>3.0.CO;2-Z](http://dx.doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199805)12:6<943::AID-HYP664>3.0.CO;2-Z)

Montgomery, D. R., & Dietrich, W. E. (1994). A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Resources Research*. Vol. 30. n.º 4. pp. 1153-1171. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1029/93WR02979>

Montgomery, D. R., & Dietrich, W. E. (1989). Source areas, drainage density, and channel initiation. *Water Resources Research*. Vol. 25. n.º 8. pp. 1907-1918. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1029/WR025i008p01907>

Morel, Jean-Michel, & Yu, G. (2009). ASIFT: A New Framework for Fully Affine Invariant Image Comparison. *SIAM Journal on Imaging Sciences*, 2(2), 438-469. doi: doi:10.1137/080732730

Neitzel, F., & Klonowski, J. (2011). Mobile 3D mapping with a low-cost UAV system. *Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spat. Inf. Sci.* Vol. 38. p. 1-6. Disponível em: <http://www.int-arch-photogramm-remote-sens-spatial-inf-sci.net/XXXVIII-1C22/39/2011/isprsarchives-XXXVIII-1-C22-39-2011.pdf>

Nelson, A., Reuter, H.I., & Gessler, P. (2009). DEM production methods and sources. *Geomorphometry: concepts, software, applications. Developments in Soil Science*, 33, pp. 65–85.

Niewinski, M. (2004). Distributed Monte Carlo simulation of a dynamic expansion system. *Vacuum* 73, 257–261.

O'Callaghan, John F., & Mark, David M. (1984). The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer vision, graphics, and image processing*, 28(3), pp.323-344.

Oliveira, A. (2014). Avaliação da suscetibilidade a movimentos de vertente no vale do Douro (Quinta das Carvalhas). Influência dos MDE's na modelação matemática de base física e estatística. (Dissertação de Mestrado), Universidade do Porto, Porto.

O'Loughlin, E. M. (1986). Prediction of Surface Saturation Zones in Natural Catchments by Topographic Analysis. *Water Resources Research*, 22(5), 794-804. doi: 10.1029/WR022i005p00794

Ouédraogo, M., Degré, A., Debouche, C., & Lisein, J. (2014). The evaluation of unmanned aerial system-based photogrammetry and terrestrial laser scanning to generate DEMs of agricultural watersheds, *Geomorphology*, Volume 214, p. 526.

Pack, R. T., D. G. Tarboton & C. N. Goodwin. (1998). Terrain Stability Mapping with SINMAP, technical description and users guide for version 1.00. Report Number 4114-0, Terratech Consulting Ltd., Salmon Arm, B.C., Canada. Disponível em: <http://hydrology.uwrl.usu.edu/sinmap2/>

Pagnano, A., Hoepf, M., & Teti R. (2013). A Roadmap for Automated Power Line Inspection. Maintenance and Repair. *Proc. Eighth CIRP*, Volume 12, 2013, 234–239.

Pedrosa, A., Martins, M., & Pedrosa, F. (2004). Processos de erosão acelerada. Região Demarcada do Douro: um património em risco. *Douro-Estudos & Documentos*, nº17, pp. 213-238.

Pereira, S. (2009). Perigosidade a Movimentos de Vertente na Região Norte de Portugal. Dissertação de Doutoramento em Geografia Física apresentada na Faculdade de Letras da Universidade do Porto.

Peucker, T.K., Fowler, R.J., Little, J.J., & Mark, D.M. (1978). The triangulated irregular network. *Proceedings: American Society of Photogrammetry, Digital Terrain Models Symposium*, St. Louis, Missouri, pp. 516–540.

Quinn, P., Beven, K., Chevallier, P., & Planchon, O. (1991). The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modeling using digital terrain models. *Hydrological Processes*, 5(nrº 1), 59-79.

Remondino, F., Del Pizzo, S., Kersten, T. P., & Troisi, S. (2012). Low-Cost and Open-Source Solutions for Automated Image Orientation – A Critical Overview. In M. Ioannides, D. Fritsch, J. Leissner, R. Davies, F. Remondino & R. Caffo (Ed.), *Progress in Cultural Heritage Preservation: 4th International Conference, EuroMed 2012*, Limassol, Cyprus, October 29 – November 3, 2012. *Proceedings* (pp. 40-54). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.

Réostas, A. (2006). The regulation Unmanned Aerial Vehicle of the Szendro Fire Department supporting fighting against forest fires 1st in the world! Forest Ecology and Management, 234S.

Ribeiro, J. (2000). Caracterização genérica da região vinhateira do Alto Douro. DOURO – Estudos & Documentos, Vol. V, pp. 11-29. ISSN: 0873-3899

Rossi, A. J., Rhody, H., Salvaggio, C., & Walvoord, D. J. (2012). Abstracted workflow framework with a structure from motion application. Paper presented at the Image Processing Workshop (WNYIPW), 2012 Western New York.

Santos, A., Amaro, V., & Santos, M. (2015). evaluation of data acquisition methodology representing morphological features of sandy beach through digital elevation model. Mercator (Fortaleza), 14(2), 137-155.

Schuster, R. L., & Wieczorek, G. F. (2002). Landslide triggers and types. In Rubár, Stemberk, & Wagner (Ed.), Landslides: Proceedings of the First European Conference on Landslides, 24-26 June. Praga, Cze Republic: Sweets & Zeitlinger.

Seitz, S. M., Curless, B., Diebel, J., Scharstein, D., & Szeliski, R. (2006). A Comparison and Evaluation of Multi-View Stereo Reconstruction Algorithms. Paper presented at the 2006 IEEE Computer Society Conference on Computer Vision and Pattern Recognition (CVPR'06).

Seixas, A., Bateira, C., Hermenegildo, C., & Pereira, S. (2006). Definição de critérios de risco de ocorrência de movimentos de vertente na bacia hidrográfica da Ribeira da Meia Légua – Actas das Jornadas sobre Terraços e Prevenção de Riscos Naturais, Palma de Maiorca, 11 p.

Selby, M. J. (1993). Hillslope Materials and Processes: Oxford University Press.

Sharma S. (2002). Slope stability concepts. In: Abramson LW, Lee TS, Sharma S, Boyce GM (Ed). Slope stability and stabilization methods. Wiley, New York, pp. 329-461.

Silva, C. (2010). Análise da Evolução da Ocupação e Uso do Solo no Concelho de Angra do Heroísmo: Influência nos Movimentos de Terreno e de Vertente. Dissertação de Mestrado em Arquitetura Paisagista. Instituto Superior de Agronomia da Universidade Técnica de Lisboa. Lisboa, 86 p.

Sirieys, P. (1984). Divers types de mecanismes de mouvements de terrains. *Mouvements de Terrain. Colloque de Caen, Documents du B.R.G.M.*, 83, Paris, p.75-80.

Sousa, B, M & Sequeira, A. (1989). Carta geológica de Portugal na escala de 1/50000: notícia explicativa da folha 10 D: Alijó.

Tarboton, David G. (1997). A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research*, 33(2), 309-319. doi: 10.1029/96WR03137.

Tarolli, P., Arrowsmith, J.R., & Vivoni, E.R. (2009). Understanding earth surface processes from remotely sensed digital terrain models. *Geomorphology* 113, 1–3.

Teixeira, M. (2012). Avaliação da Suscetibilidade à Ocorrência de Deslizamentos Translacionais Superficiais. Utilização de Modelos Matemáticos de Base Física na Bacia de Tibo, Arcos de Valdevez Porto: Faculdade de Letras da Universidade do Porto, Departamento de Geografia.

Teixeira, M. (2005). Movimentos de Vertente: Factores de Ocorrência e Metodologia de Inventariação. Associação Portuguesa de Geólogos, pp.95-106.

Templeton, R. C., Vivoni, E. R., Méndez-Barroso, L. A., Pierini, N. A., Anderson, C. A., Rango, A., Laliberte, A. & Scott, R. L. (2014). High-resolution characterization of a semiarid watershed: Implications on evapotranspiration estimates. *J. Hydrol.*, 509: 306–319, doi:10.1016/j.jhydrol.2013.11.047

Thamm, H.P., & Judex, M. (2006). The “Low cost drone” – An interesting tool for process monitoring in a high spatial and temporal resolution. *IAPRS&SIS*, Vol. 36(7), p.140-144. Enschede, The Netherlands.

Thomson Reuters (2016). Web of Science (v.5.21) disponível em: http://https://apps.webofknowledge.com/CitationReport.do?product=UA&search_mode=CitationReport&SID=Y2OS3uMB6UzHReG4VCU&page=1&cr_pqid=4&viewType=summary. Acedido em 12/04/2016

Uysal, M., Toprak, A. S., & Polat, N. (2015). DEM generation with UAV Photogrammetry and accuracy analysis in Sahitler hill. *Measurement*, 73, 539-543. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.measurement.2015.06.010>

Van Westen, C.J., Van Asch, T.W.J., & Soeters, R. (2006). Landslide hazard and risk zonation - why is it still so difficult? *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 65(2), 167-184. doi: 10.1007/s10064-005-0023-0

Van Westen, C. J. (2004). Geo-information tools for landslide risk assessment: an overview of recent development In *Landslides: Evaluation and Stabilization*. Taylor & Francis Group, Rio de Janeiro: 39-53. doi: 10.1201/b16816-6

Varnes, D. J. (1978). Slope Movement Types and Processes. Schuster, R. L., Krizek, R. J. (Ed.), *Landslides, Analysis and Control*. Transportation Research Board Special Report, 176, Washington, D. C, pp 11-33.

Verhoeven, G., Sevara, C., Karel, W., Ressler, C., Doneus, M., & Briese, C. (2013). Good Practice in Archaeological Diagnostics. pp.31-67. In Springer, 2013. 3 - Undistorting the past: new techniques for orthorectification of archaeological aerial frame imagery. doi: 10.1007/978-3-319-01784-6_3

Vieira, B. C. (2007). Previsão de escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar (SP) a partir de modelos matemáticos em bases físicas. (Tese de Doutorado), Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Wehr, A., & Lohr, U. (1999). Airborne laser scanning: an introduction and overview. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* 54, 68–82.

Westoby, M. J., Brasington, J., Glasser, N. F., Hambrey, M. J., & Reynolds, J. M. (2012). ‘Structure-from-Motion’ photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology*, 179, 300-314. doi: Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.08.021>

Weibel, R. & Heller, M., (1991). *Geographical Information Systems: Principles and Applications*. 19 - Digital Terrain Modeling, London: Longman.

Wieczorek, G. F. (1996). Landslide Triggering Mechanisms. In Turner, A. K. & Schuster, R. L., (Ed.), *Landslides: Investigation and Mitigation*. National Academy Press, 1996. p. 76-90. Disponível em: <http://books.google.pt/books?id=3eg8YOIA6UkC>

Wolf, P., DeWitt, B., & Wilkinson, B. (2013). *Elements of Photogrammetry with Application in GIS*, Fourth Edition. McGraw Hill Professional, p.640. ISBN: 9780071761116

Working Group WRB (2006). World Reference Base for Soil Resources 2006 - A framework for international classification, correlation and communication, Rome, Food and Agriculture Organization of the United Nations.

Working Party on World Landslide Inventory, WP/WLI (1993). A suggested method for describing the activity of a landslide. Bulletin of the International Association of Engineering Geology, 47, Paris, pp 53-57.

Wu, Weimin, & Sidle, Roy C. (1995). A Distributed Slope Stability Model for Steep Forested Basins. Water Resources Research, 31(8), 2097-2110. doi: 10.1029/95WR01136. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1029/95WR01136>

Zêzere, J. L. (2005). Dinâmica de vertentes e risco geomorfológico. Centro de Estudos Geográficos, Relatório n.º41, Lisboa, 128 p.

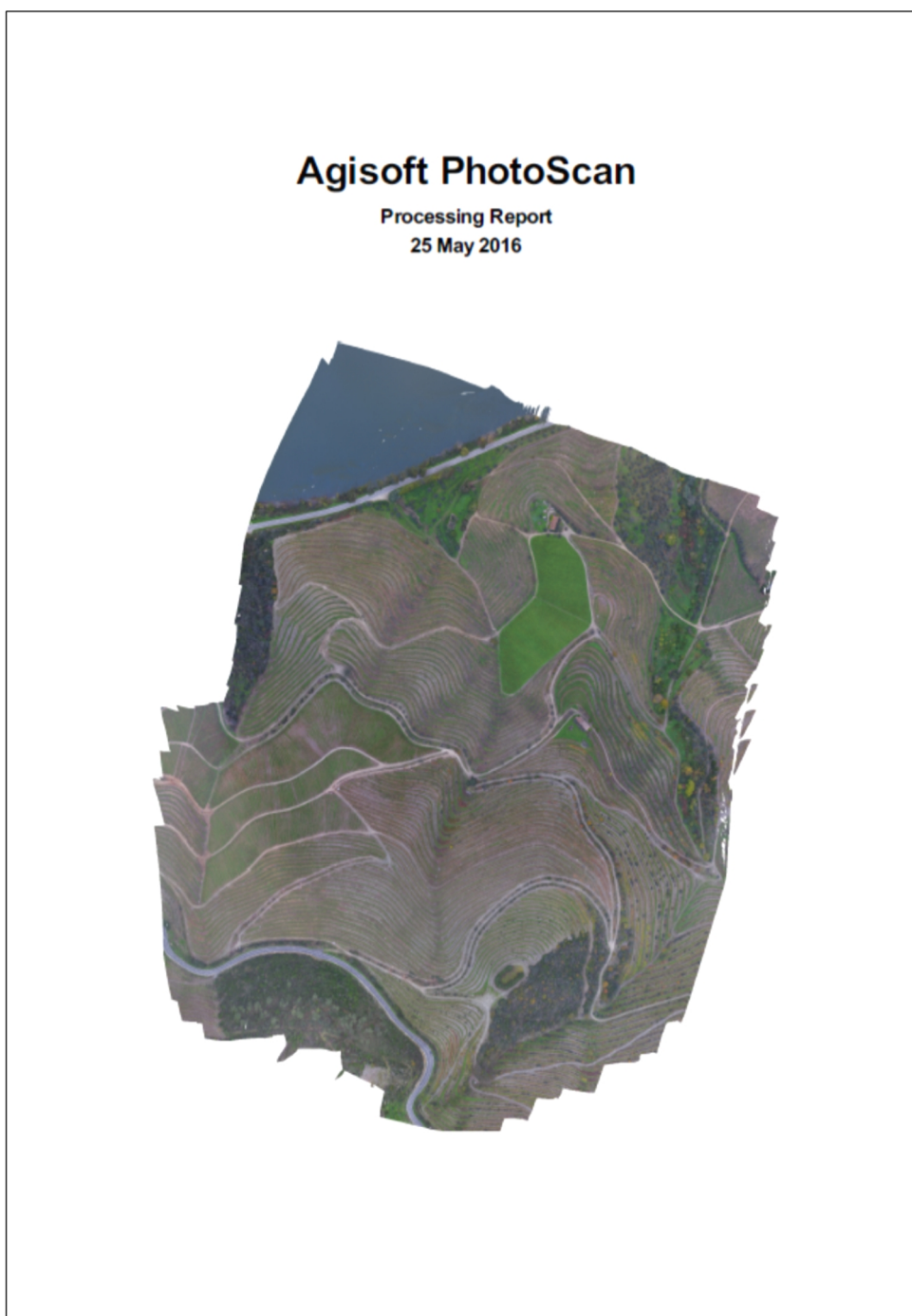
Zêzere, J. L. (1997). Movimentos de Vertente e Perigosidade Geomorfológica na Região a Norte de Lisboa. Lisboa: Dissertação de doutoramento em Geografia Física apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa.

Zhao, Guang-ju, Gao, Jun-feng, Tian, Peng, & Tian, Kun. (2009). Comparison of two different methods for determining flow direction in catchment hydrological modeling. *Water Science and Engineering*, 2(4), 1-15. doi: <http://dx.doi.org/10.3882/j.issn.1674-2370.2009.04.001>

ANEXOS

Anexo 1

Relatório de Processamento – *Agisoft Photoscan*



Survey Data

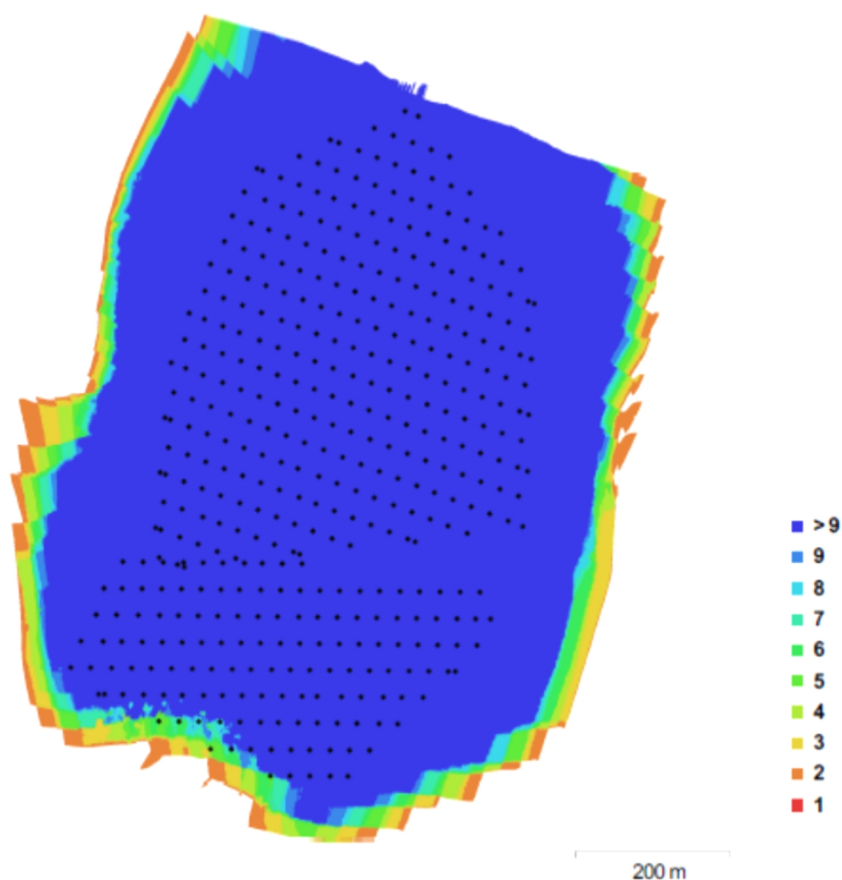


Fig. 1. Camera locations and image overlap.

Number of images:	413	Camera stations:	413
Flying altitude:	177 m	Tie points:	20,458
Ground resolution:	6.77 cm/pix	Projections:	369,842
Coverage area:	6.45e+05 sq m	Reprojection error:	1.3 pix

Camera Model	Resolution	Focal Length	Pixel Size	Precalibrated
FC300X (3.61 mm)	4000 x 3000	3.61 mm	1.56 x 1.56 μ m	No

Table 1. Cameras.

Camera Calibration

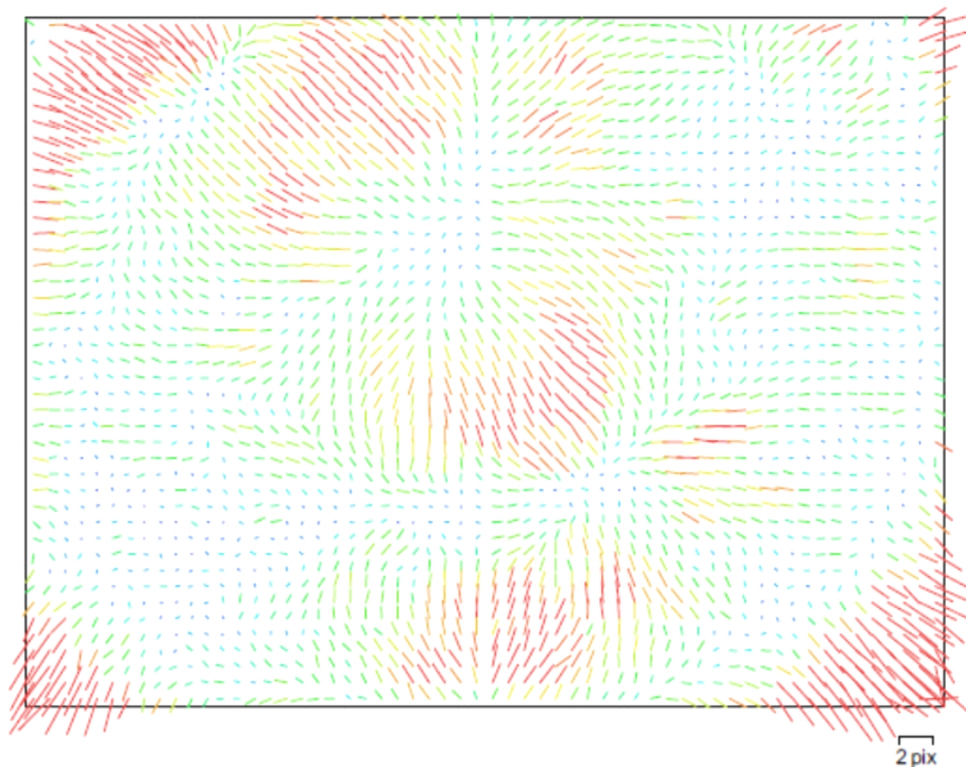


Fig. 2. Image residuals for FC300X (3.61 mm).

FC300X (3.61 mm)

Resolution 4000 x 3000	Focal Length 3.61 mm	Pixel Size 1.56 x 1.56 um	Precalibrated No
Type:	Frame	K1:	-0.011004
Fx:	2307.93	K2:	0.000786616
Fy:	2314.83	K3:	0.0113359
Cx:	2023.9	K4:	0
Cy:	1553.07	P1:	0.000720907
Skew:	0.825382	P2:	0.000137545

Camera Locations

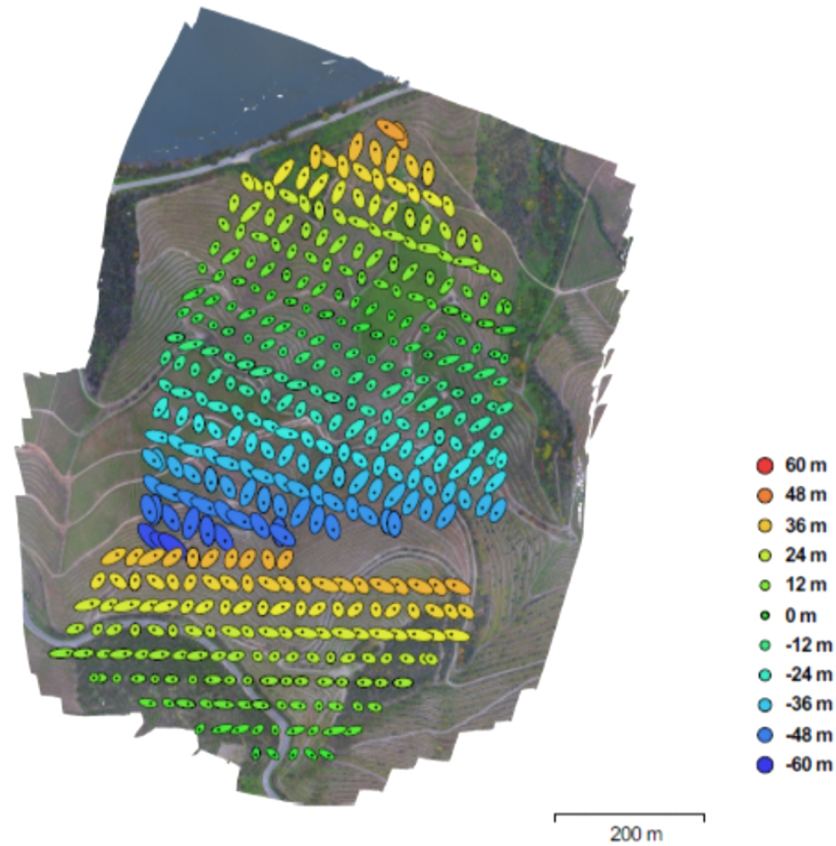


Fig. 3. Camera locations and error estimates.

Z error is represented by ellipse color. X,Y errors are represented by ellipse shape.

Estimated camera locations are marked with a black dot.

X error (m)	Y error (m)	Z error (m)	Total error (m)
5.25187	4.72615	26.2299	27.1648

Table 2. Average camera location error.

Ground Control Points

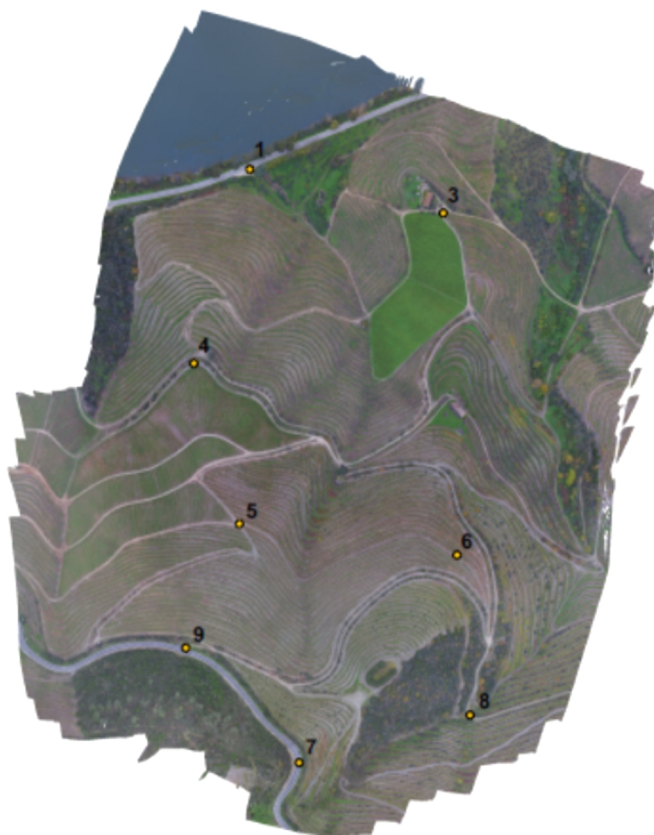


Fig. 3. GCP locations.

200 m

Label	X error (m)	Y error (m)	Z error (m)	Error (m)	Projections	Error (pix)
1	0.0206534	-0.00634993	-0.0135128	0.0254849	57	0.184635
3	-0.0214433	0.00327387	0.012247	0.0249103	61	0.134244
4	-0.0142399	-0.00700032	0.00583184	0.0169053	35	0.140034
5	-0.00820221	0.0212367	0.00814178	0.0241777	55	0.199431
6	0.028645	-0.0113173	-0.00412815	0.0310751	33	0.221806
7	0.00894991	-0.00864691	0.00685865	0.0142095	15	0.261898
8	-0.0115619	0.000422423	-0.00763777	0.0138633	27	0.158687
9	-0.00263824	0.00715889	-0.00889452	0.0117185	34	0.203117
Total	0.0165745	0.0100332	0.00890515	0.0213232		0.183304

Table 2. Control points.

Digital Elevation Model

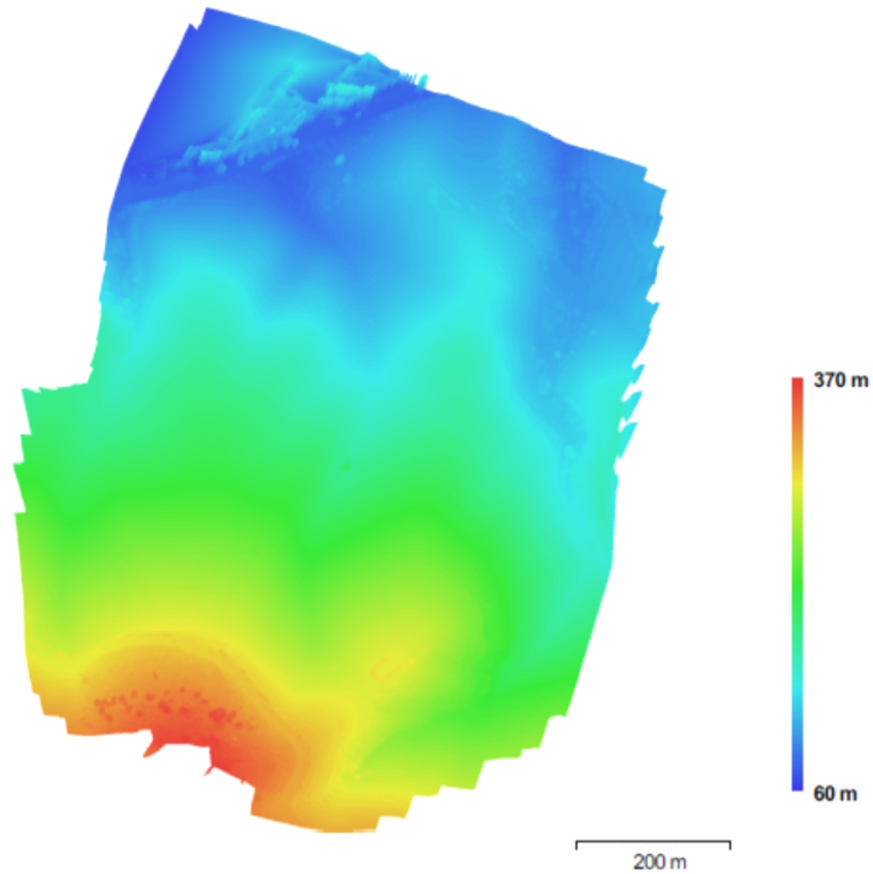


Fig. 4. Reconstructed digital elevation model.

Resolution: 13.5 cm/pix
Point density: 54.5937 points per sq m

Processing Parameters

General	
Cameras	413
Aligned cameras	413
Markers	8
Point Cloud	
Points	20,458 of 32,217
Reprojection error	1.29723 (2.61638 max)
Effective overlap	24.1949
Alignment parameters	
Accuracy	High
Pair preselection	Reference
Keypoint limit	40,000
Tie point limit	1,000
Constrain features by mask	No
Matching time	58 minutes 56 seconds
Alignment time	2 minutes 47 seconds
Optimization parameters	
Parameters	fx, fy, cx, cy, skew, k1-k3, p1, p2
Optimization time	4 seconds
Depth Maps	
Count	413
Reconstruction parameters	
Quality	High
Filtering mode	Aggressive
Processing time	10 hours 33 minutes
Dense Point Cloud	
Points	70,735,351
Reconstruction parameters	
Quality	High
Depth filtering	Aggressive
Processing time	6 hours 27 minutes
Model	
Faces	10,542,532
Vertices	5,275,847
Texture	4,096 x 4,096, uint8
Reconstruction parameters	
Surface type	Height field
Source data	Dense
Interpolation	Enabled
Quality	High
Depth filtering	Aggressive
Face count	10,636,453
Processing time	1 minutes 40 seconds
Texturing parameters	
Mapping mode	Orthophoto
Blending mode	Mosaic
Texture size	4,096 x 4,096
UV mapping time	1 minutes 51 seconds
Blending time	5 minutes 13 seconds

Anexo 2

Ficha Inventário de Movimentos de Vertente

Projeto CloudMapper		Inventário de Movimento de Vertente	
A- LOCALIZAÇÃO Ficha nº _____ Data de levantamento _____ Outras observações de apoio à localização _____ _____ _____		<div style="border: 1px solid black; padding: 5px; margin-bottom: 5px;">Coordenadas:</div> <div style="border: 1px solid black; padding: 5px;">Fotografia N°:</div>	
B- TIPO DE MOVIMENTO Tipo de movimento Desabamento <input type="checkbox"/> Deslizamento/desab.er.lat. <input type="checkbox"/> Balançamento <input type="checkbox"/> Expansão lateral <input type="checkbox"/> Escoada <input type="checkbox"/> Rotacional <input type="checkbox"/> Deslizamento <input type="checkbox"/> Translacional <input type="checkbox"/> Movimento complexo <input type="checkbox"/> Indeterminado <input type="checkbox"/>		C- COBERTO VEGETAL E USO DO SOLO Culturas Vinha <input type="checkbox"/> Oliveira <input type="checkbox"/> Outros _____ Floresta Pinheiro <input type="checkbox"/> Eucalipto <input type="checkbox"/> Outros <input type="checkbox"/> Arbustos <input type="checkbox"/> Matagal <input type="checkbox"/> Arbustos <input type="checkbox"/>	
D- MORFOLOGIA DA VERTENTE Altitude máxima _____ m Exposição _____ Distância topo/base da vertente _____ m Inclinação da vertente _____			
E- OUTRAS INFORMAÇÕES Informações adicionais: _____			

Anexo 3

Resultado da Coesão - Retroanálise

<i>Litologia</i>		c'	Φ	h	d_w (solo saturado)	g	g_{sub}	g_{sat}	b	m	sen b	cos b	tg f'	F
Formação de Bateiras	Valor Máx. Coesão	12,7	45	2	2	1,6	12,147	21,957	55	1	0,819152	0,573576	1	1,002891
	Valor Min. Coesão	9,5	45	1,5	1,5	1,6	12,147	21,957	55	1	0,819152	0,573576	1	1,001275

